

**Alma Mater Studiorum – Università di Bologna**

**DOTTORATO DI RICERCA**

**IN SCIENZE DELLA TERRA**

**Ciclo XXI**

**Settore/i scientifico disciplinari di afferenza: GEO/02**

**TITOLO TESI**

**Studio di fenomeni d'instabilità gravitativa sui fondali marini, con particolare  
riferimento all'isola di Stromboli**

**Presentata da: Dott. D. Casalbore**

**Coordinatore Dottorato**

**Relatore**

**Prof. W. Cavazza**

**Dott.ssa C. Romagnoli**

**Esame finale anno 2009**

# **INDICE**

## **INTRODUZIONE ...1**

## **CAPITOLO 1 STUDIO DEI FENOMENI DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA IN AMBIENTE SOTTOMARINO ...8**

### **1.1 CENNI SULLA MECCANICA DELLE FRANE E CAUSE ...12**

### **1.2 CLASSIFICAZIONE DEI MOVIMENTI DI MASSA SOTTOMARINI ...13**

### **1.3 CARATTERISTICHE DEI FENOMENI D'INSTABILITÀ GRAVITATIVO IN AMBIENTE MARINO ...17**

### **1.4 STATO DELL'ARTE SULL'INSTABILITÀ DEGLI EDIFICI VULCANICI ...20**

#### **1.4.1 CAUSE DEI COLLASSI DI SETTORE ...22**

#### **1.4.2 EVOLUZIONE POST-ROTTURA DEI COLLASSI DI SETTORE: MORFOLOGIE RISULTANTI E MOBILITÀ ...24**

### **1.5 PERICOLOSITÀ GEOLOGICA (GEOHAZARD) IN AMBIENTE MARINO, CON PARTICOLARE RIFERIMENTO AGLI EVENTI DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA ...27**

#### **1.5.1 PRINCIPALI CARATTERISTICHE E MECCANISMI DI GENERAZIONE DI MAREMOTO DA FRANE SOTTOMARINE ...29**

## **CAPITOLO 2 METODOLOGIE E DATI ...38**

### **2.1 ECOSCANDAGLIO MULTIFASCIO (MULTIBEAM) ...42**

### **2.2 SONAR A SCANSIONE LATERALE (SIDE SCAN SONAR, SSS) ...43**

### **2.3 SISMICA MONOCANALE AD ALTA RISOLUZIONE ...44**

### **2.4 CAMPIONAMENTI DEL FONDALE ...45**

### **2.5 DATI UTILIZZATI E METODOLOGIE DI ELABORAZIONE ...46**

## **CAPITOLO 3 ASSETTO MORFO-STRUTTURALE ED EVOLUZIONE DELL'EDIFICIO DI STROMBOLI ...56**

## **CAPITOLO 4 EVIDENZE A MARE DI COLLASSI DI SETTORE A LARGA-SCALA SUL FIANCO ORIENTALE DI STROMBOLI ...67**

## **CAPITOLO 5 COLLASSI LATERALI E PROCESSI SEDIMENTARI ATTIVI SUL FIANCO NORD-OCCIDENTALE DI STROMBOLI ...82**

## **CAPITOLO 6 STRUTTURE VULCANICHE ED ELEMENTI EROSIVO-DEPOSIZIONALI INDIVIDUATI NEI FIANCHI SOMMERSI DI STROMBOLI ...139**

### **6.1 AFFIORAMENTI VULCANICI ...141**

### **6.2 LINEAMENTI EROSIVO-DEPOSIZIONALI ...146**

#### **6.2.1 PIATTAFORME COSTIERE E TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI ...147**



6.2.2	LINEAMENTI EROSIVI CANALIZZATI ...	152
6.2.3	FLUSSI GRAVITATIVI NON CONFINATI ...	157
6.3	RISULTATI OTTENUTI DAL CAMPIONAMENTO DEL FONDALE ...	158
6.4	DISCUSSIONE ...	161
6.4.1	PROCESSI EROSIVO-DEPOSIZIONALI AGENTI LUNGO I FIANCHI DI STROMBOLI ...	163
<b>CAPITOLO 7 DISCUSSIONI E CONCLUSIONI ...</b>		<b>184</b>
7.1	PROCESSI DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA NEI FIANCHI SOMMERSI DI STROMBOLI ...	187
7.2	APPLICAZIONI MORFOLOGICHE E MORFOMETRICHE PER LA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ GEOLOGICA ASSOCIATA AD EVENTI DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA SOTTOMARINA ...	201
7.2.1	ANALISI MORFOMETRICHE E STATISTICHE ...	202
7.2.2	STIMA DEL POSSIBILE POTENZIALE TSUNAMIGENICO ASSOCIATO ALLE FRANE SOTTOMARINE ...	208
7.2.3	STIMA DEI VOLUMI ATTRAVERSO L'UTILIZZO DI MODELLI DI ELEVAZIONE DEL TERRENO (DEM) ...	210
7.3	ESEMPIO DI ANALISI ALL'EQUILIBRIO LIMITE DI FRANE SOTTOMARINE SUPERFICIALI A STROMBOLI MEDIANTE L'UTILIZZO CONGIUNTO DI DATI BATIMETRICI E GEOTECNICI ...	212
<b>RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI ...</b>		<b>237</b>
<b>APPENDICE ...</b>		<b>257</b>

## ***Introduzione***

Nell'ultimo decennio l'interesse nei confronti dell'instabilità sottomarina ha subito un notevole impulso a causa del crescente sfruttamento delle risorse naturali (in primo luogo giacimenti di idrocarburi), della presenza di strutture poste sul fondale (cavi e condotte), nonché della crescente antropizzazione delle aree costiere, quindi della necessità di proteggerne le popolazioni locali e le infrastrutture che vi insistono.

Un buon numero di progetti internazionali è incentrato su aspetti inerenti a questo tema di ricerca, che in precedenza era assolutamente marginale nel panorama scientifico anche a causa della mancanza di dati di base. Tra questi possiamo ricordare: STEAM (*Sediment Transport on European Atlantic Margins*, 93-96), ENAM II (*European North Atlantic Margin*, 96-99), GITEC (*Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coast* 92-95), STRATAFORM (*STRATA FORMation on Margins*, 95-01), *Seabed Slope Process in Deep Water Continental Margin* (*Northwest Gulf of Mexico*, 96-04), COSTA (*Continental slope Stability*, 00-05), EUROMARGINS (*Slope Stability on Europe's Passive Continental Margin*), -SPACOMA (04-07), EUROSTRATAFORM (*European Margin Strata Formation*), NGI's internal project SIP-8 (*Offshore Geohazards*), fino al recente IGCP-511: *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (05-09) e progetti indirettamente relazionati ai processi d'instabilità, come TRANSFER (*Tsunami Risk AND Strategies For the European region*, 06-09) o NEAREST (*integrated observations from NEAR shore sourceS of Tsunamis: towards an early warning system*, 06-09).

In campo nazionale, un'importante iniziativa è stata sviluppata nell'ambito del Gruppo Nazionale di Vulcanologia-INGV, dove nel Programma Quadro 2000-2003 (*Conoscenza delle parti sommerse dei vulcani italiani e valutazione del potenziale rischio vulcanico*) si è realizzato un progetto coordinato per lo studio dell'instabilità gravitativa sui fianchi sommersi di vulcani insulari e di *seamount*. A seguito poi degli eventi di frana-maremoto che hanno colpito l'isola di Stromboli nel dicembre 2002, si è rafforzata l'attenzione della comunità scientifica e delle Istituzioni italiane sullo

studio di questi processi, nel tentativo di valutarne la pericolosità in termini di potenziale tsunamigenico, soprattutto in considerazione della forte antropizzazione delle coste italiane. In tal senso, possono essere annoverati il progetto PRIN 24 “Integrazione di tecniche innovative di esplorazione geologica e geofisica a terra e a mare per lo studio dei processi di instabilità gravitativa costiera” (06-08) ed il progetto MaGIC (*Marine Geohazard along the Italian Coasts*) finanziato dalla Protezione Civile ai fini della prevenzione e mitigazione dei georischi marini antistanti le coste italiane attraverso la mappatura estensiva dei fondali marini.

Lo studio effettuato in questa Tesi è volto proprio alla comprensione dei processi di instabilità gravitativa in settori sommersi, con particolare riferimento ai fondali dell’edificio di Stromboli. Questi ultimi rappresentano un laboratorio naturale per lo studio dei fenomeni di instabilità, in quanto vi sono rappresentate numerose tipologie di eventi a differente scala e frequenza, caratterizzati da diversi meccanismi di rottura, sviluppo e messa in posto delle masse coinvolte da questi processi. Questi fenomeni interessano circa il 90% dell’intero areale sommerso dell’edificio vulcanico, spesso influenzando in maniera determinante anche l’evoluzione morfologica dei fianchi emersi, come dimostrato dal recente evento di frana-maremoto, avvenuto a Stromboli il 30 dicembre 2002.

La Tesi è strutturata in tre capitoli iniziali introduttivi, riguardanti rispettivamente una sintesi schematica sullo stato dell’arte dei fenomeni d’instabilità gravitativa sottomarina e della pericolosità ad essi associata (cap. 1), una presentazione delle metodologie e dei dati utilizzati in questo studio (cap. 2) ed una breve introduzione riguardante l’assetto morfo-strutturale ed evoluzione dell’edificio di Stromboli (cap. 3).

L’assetto morfo-strutturale, in particolare, sembra aver giocato un ruolo chiave nello sviluppo degli eventi di instabilità a larga scala, in quanto (come tipicamente osservato in edifici vulcanici giacenti in regimi estensionali) essi sono avvenuti perpendicolarmente alla zona di debolezza assiale dell’edificio (o zona di *rifting* assiale), orientata in direzione SW-NE. La caratterizzazione di questi eventi catastrofici, la loro interazione con i processi vulcanici ed erosivo-deposizionali nella fase di

post-collasso e la loro pericolosità in termini di potenziale tsunamigenico sono discusse all'interno dei capitoli 4 (*Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability*) e 5 (*Lateral collapses and active sedimentary processes on the Northwestern flank of Stromboli Volcano*), costituiti da articoli sottomessi a riviste internazionali.

Studi di questo tipo sono sempre più frequenti nella letteratura scientifica, anche perché gli *tsunami* generati dal collasso dei fianchi delle isole vulcaniche hanno portato alla perdita di oltre 40.000 vite umane nel corso degli ultimi due secoli. Nella storia recente, numerose catastrofi sono state, infatti, il risultato diretto o indiretto di frane e fenomeni di instabilità di versante in edifici vulcanici, come osservato ad esempio presso il vulcano Oshima-Oshima in Giappone, nel 1741 (Satake and Kato, 2001), il vulcano Unzen, in Giappone, nel 1792 (Brantley and Scott, 1993), il vulcano Krakatau, in Indonesia, nel 1883 (Self and Rampino, 1981), l'isola di Ritter, in Papua Nuova Guinea, nel 1888 (Ward and Day, 2003, Johnson, 1987), il Mt St. Augustine, in Alaska, nel 1883 (Beget and Kienle, 1992) fino ad arrivare al recente evento di Sissano, in Papua Nuova Guinea, nel 1998 (Tappin et al., 2001). Il rischio connesso agli tsunami non è, tuttavia, legato unicamente alle dimensioni delle masse mobilizzate ma anche alla ricorrenza degli eventi. Frane sottomarine frequenti ma di limitate dimensioni possono, infatti, creare gravi danni in termini economici e di rischio di vite umane nelle aree esposte, come dimostrato dai recenti eventi di Gioia Tauro 1978, Nizza, 1979 e Stromboli nel 2002.

A completamento dell'analisi dei processi d'instabilità gravitativa nelle porzioni sommerse di Stromboli, nel capitolo 6 sono descritti gli elementi morfologici connessi a tali fenomeni nella piccola e media scala. Tale analisi ha permesso di caratterizzare i principali processi erosivo-deposizionali agenti lungo i fianchi sommersi di Stromboli, che hanno contribuito e contribuiscono attualmente allo sviluppo del moderno apron vulcanoclastico che circonda tutto l'edificio sommerso.

Infine, nell'ultimo capitolo (7) è presentata una breve sintesi (divisa per tipologie, individuate sulla base delle morfologie e facies acustiche) dei diversi processi d'instabilità gravitativa individuati nelle porzioni sommerse di Stromboli; essi sono schematicamente confrontati con analoghi eventi individuati in altre aree (sia vulcaniche che non), nel tentativo di evidenziare similitudini e differenze nel loro sviluppo. Nella parte finale del capitolo sono anche mostrate alcune possibili applicazioni dei dati di batimetria multifascio (*multibeam*) per la valutazione della pericolosità associata ad eventi di instabilità sottomarini.

## ***Introduction***

In the last decade the interest for submarine instability grew up, driven by the increasing exploitation of natural resources (primary hydrocarbons), the emplacement of bottom-lying structures (cables and pipelines) and by the development of coastal areas, whose infrastructures increasingly protrude to the sea. The great interest for this topic promoted a number of international projects such as: STEAM (*Sediment Transport on European Atlantic Margins*, 93-96), ENAM II (*European North Atlantic Margin*, 96-99), GITEC (*Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coast* 92-95), STRATAFORM (*STRATA FORMation on Margins*, 95-01), *Seabed Slope Process in Deep Water Continental Margin (Northwest Gulf of Mexico*, 96-04), COSTA (*Continental slope Stability*, 00-05), EUROMARGINS (*Slope Stability on Europe's Passive Continental Margin*), SPACOMA (04-07), EUROSTRATAFORM (*European Margin Strata Formation*), NGI's internal project SIP-8 (*Offshore Geohazards*), IGCP-511: *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (05-09) and projects indirectly related to instability processes, such as TRANSFER (*Tsunami Risk ANd Strategies For the European region*, 06-09) or NEAREST (*integrated observations from NEAR shore sourceS of Tsunamis: towards an early warning system*, 06-09). In Italy, apart from a national project realized within the activities of the National Group of Volcanology during the framework 2000-2003 “*Conoscenza delle parti sommerse dei vulcani italiani e valutazione del potenziale rischio vulcanico*”, the study of submarine mass-movement has been underestimated until the occurrence of the landslide-tsunami events that affected Stromboli on December 30, 2002. This event made the Italian Institutions and the scientific community more aware of the hazard related to submarine landslides, mainly in light of the growing anthropization of coastal sectors, that increases the vulnerability of these areas to the consequences of such processes. In this regard, two important national projects have been recently funded in order to study coastal instabilities (PRIN 24, 06-08) and to map the main submarine hazard features on continental shelves and upper slopes around the most part of Italian coast (MaGIC Project).

The study realized in this Thesis is addressed to the understanding of these processes, with particular reference to Stromboli submerged flanks. These latter represent a natural laboratory in this regard, as several kind of instability phenomena are present on the submerged flanks, affecting about 90% of the entire submerged areal and often (strongly) influencing the morphological evolution of subaerial slopes, as witnessed by the event occurred on 30 December 2002. Furthermore, each phenomenon is characterized by different pre-failure, failure and post-failure mechanisms, ranging from rock-falls, to turbidity currents up to catastrophic sector collapses.

The Thesis is divided into three introductive chapters, regarding a brief review of submarine instability phenomena and related hazard (cap. 1), a “bird’s-eye” view on methodologies and available dataset (cap. 2) and a short introduction on the evolution and the morpho-structural setting of the Stromboli edifice (cap. 3). This latter seems to play a major role in the development of large-scale sector collapses at Stromboli, as they occurred perpendicular to the orientation of the main volcanic rift axis (oriented in NE-SW direction). The characterization of these events and their relationships with successive erosive-depositional processes represents the main focus of cap.4 (*Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability*) and cap. 5 (*Lateral collapses and active sedimentary processes on the North-western flank of Stromboli Volcano*), represented by articles accepted for publication on international papers (Marine Geology). Moreover, these studies highlight the hazard related to these catastrophic events; several calamities (with more than 40000 casualties only in the last two century) have been, in fact, the direct or indirect result of landslides affecting volcanic flanks, as observed at Oshima-Oshima (1741) and Unzen Volcano (1792) in Japan (Satake&Kato, 2001; Brantley&Scott, 1993), Krakatau (1883) in Indonesia (Self&Rampino, 1981), Ritter Island (1888), Sissano in Papua New Guinea (Ward& Day, 2003; Johnson, 1987; Tappin et al., 2001) and Mt St. Augustine (1883) in Alaska (Beget& Kienle, 1992).

Flank landslide are also recognized as the most important and efficient mass-wasting process on volcanoes, contributing to the development of the edifices by widening their base and to the growth

of a volcanoclastic apron at the foot of a volcano; a number of small and medium-scale erosive processes are also responsible for the carving of Stromboli submarine flanks and the transport of debris towards the deeper areas. The characterization of features associated to these processes is the main focus of cap. 6; it is also important to highlight that some small-scale events are able to create damage to coastal areas, as also witnessed by recent events of Gioia Tauro 1978, Nizza, 1979 and Stromboli 2002. The hazard potential related to these phenomena is, in fact, very high, as they commonly occur at higher frequency with respect to large-scale collapses, therefore being more significant in terms of human timescales.

In the last chapter (cap. 7), a brief review and discussion of instability processes identified on Stromboli submerged flanks is presented; they are also compared with respect to analogous processes recognized in other submerged areas in order to shed lights on the main factors involved in their development. Finally, some applications of multibeam data to assess the hazard related to these phenomena are also discussed.



## ***Chapter 1***

### ***Study of submarine mass movement***

Submarine landslides are ubiquitous in submarine settings ranging from the steeper volcanic island slopes to the gentler muddy slopes of submarine pro-deltas. These phenomena represent the main agents through which sediments are transferred across the continental slope to the deep ocean. The state-of-the-art on submarine mass movements and the problems related to their classification and hazard assessment are summarized in this chapter.

In particular, the first section highlights the key role played in the last decade by technological development in marine surveys, with particular reference to multibeam techniques. These boosted and gave new perspectives to the study of submarine instability, greatly widening the knowledge on extension, occurrence and characters of marine mass-wasting features. Instability processes in the marine environment often involve huge amounts of material (up to many thousand km<sup>3</sup>, two to three orders of magnitude larger than any terrestrial landslide), move over great distances and are able to develop also on very gentle slopes (Hampton et al., 1996). Possible explanations for this are still poorly known and are object of debates within the scientific community; they are mainly related to the fact that:

- a) marine sediments at the seafloor are commonly poor or under-consolidated (Masson et al., 1996),
- b) low lateral and vertical heterogeneities are present in the marine sediment, so that failure may easily extend in a physically homogeneous mass (Silva et al., 2004),
- c) the mechanic characteristics are complex and pore pressure conditions are easily influenced by any perturbation (Iverson, 2001), since any external force acts on a completely saturated slope
- d) hydroplaning can be developed on post-failure movement, reducing frictions at the base of mobilized mass, so producing longer run-out values (Mohrig et al., 1998).

Submarine slope failures occur when the downslope gravitational forces acting on the slope are greater than the forces acting to resist the deformations. This can be related to an increase in the environmental loads or to a decrease in the strength of the sediment or a combination of both

(Hampton et al., 1996). Many factors have been suggested as probable or possible contributors to the initiation of submarine landslides, ranging from sudden impacts operating on timescales of minutes (e.g. shaking due to earthquakes) to geological processes operating on timescales of tens to hundreds of thousands of years (e.g. sedimentation, Fig. 1.1). Anthropogenic activity may also promote submarine landslides when engineering works increase excess pore pressures at depth, as was the case for the Var landslide occurred during the enlargement of the Nice airport in October 1979 (Assier-Rzadkiewicz et al. 2000). Recently, it has been stressed the main role played by weak layers for the development of submarine instabilities; these layers may coincide with unconformities in the margin stratigraphy (onlaps, downlaps and erosional surfaces) or with peculiar lithologies (ooze horizons, tephra layers, key surfaces of sediment drifts) and are generally characterized by an abruptly increase in pore pressure during deformation stages, developing un-drained conditions.

The classification of submarine mass movements is very complex, because of the difficulty to observe and monitor instability events, so that their analysis mainly relies on the final morphologies of related features. Furthermore, most of the terminology applied to submarine mass movements is inherited from that used for subaerial mass movements (e.g., Varnes, 1958), and this is perhaps one of the main sources of confusion, given that submarine instabilities are distinct in many aspects from the subaerial ones (Canals et al., 2004). It is also noteworthy that most classifications proposed in the literature (synthetically summarized in the chapter) are not fully based on recent observations coming from swath bathymetry, deep-tow side scan sonar, Very High-Resolution (VHR), High-Resolution (HR), Deep- Penetrating (DP) and 3D seismic reflection tools, with the partial exception of the approach proposed by Masson et al. (2006) finely described in section 1.3 and used as reference in this Thesis. The section 1.4 is instead dedicated to the instability phenomena affecting volcanic edifices, with particular reference to large-scale sector collapses. These latter processes give place to peculiar morphologies as horseshoe-shaped scars in source area, hummocky terrains and megablocks in depositional area (Debris Avalanche, D.A.). DA deposits are being increasingly recognized on several subaerial and submarine volcanoes (with volume up to

hundreds or thousands of km<sup>3</sup>), as well as on extra-terrestrial edifices (as on Mars and Venus, for instance), representing the most important and efficient mass-wasting process on volcanoes.

The last part of the chapter is dedicated to geo-hazard in submarine environment, with particular reference to landslide-generated tsunami. These events often show very large run-up values close to the landslide site but appear to propagate much less efficiently than earthquake tsunami, having on the whole limited far-field effects (Okal&Synolakis, 2004).

The characteristics of a tsunami generated by a submarine landslide are mainly controlled by the volume, by the initial acceleration of the sliding mass and the water depth. Maximum velocity, Froude number, distance from the coast and the possible retrogressive behaviour of the landslide also influence the generation and propagation of the waves (Harbitz et al., 2006).

## **Capitolo 1**

### ***Studio dei fenomeni di instabilità gravitativa in ambiente sottomarino***

L'instabilità gravitativa è un processo geologico che gioca un ruolo significativo nell'evoluzione dei margini continentali e nel trasferimento di sedimenti verso le parti profonde dei bacini oceanici, influenzando a volte in maniera determinante la morfologia e la stratigrafia dei fondali marini.

I movimenti di massa sottomarini rappresentano anche uno dei principali georischi in ambiente marino, data la frequenza, l'estensione e le conseguenze associate a tali eventi, che vanno dal danneggiamento di infrastrutture *offshore* (come piattaforme petrolifere, cavi sottomarini, etc.), a parziali collassi di aree costiere fino alla generazione di *tsunami*.

Una spinta decisiva e l'apertura di nuove prospettive per lo studio di tali fenomeni si deve principalmente allo sviluppo di tecniche di ecometria multifascio (*multibeam*) avvenuto negli ultimi decenni, che, permettendo la mappatura batimetrica di altissimo dettaglio dei fondali oceanici, hanno aumentato notevolmente le conoscenze sulla distribuzione spaziale, estensione, frequenza e principali caratteristiche dei lineamenti di instabilità gravitativa in ambiente marino. Questi dati hanno, quindi, permesso di ottenere una migliore comprensione dei parametri chiave che controllano lo sviluppo, innesco e messa in posto dei movimenti di massa sottomarini (McAdoo et al., 2000, Canals et al., 2004; Hunherbach et al., 2004) e costituiscono la base per analizzare la stabilità dei sedimenti lungo i margini continentali.

I fenomeni d'instabilità sottomarina presentano generalmente dimensioni maggiori (fino a due o tre ordini di grandezza superiori) rispetto ai corrispettivi subaerei, arrivando a mobilitare diverse migliaia di km<sup>3</sup> di materiale e potendosi verificare anche su fondali con pendenze di pochi gradi. La grande estensione di tali eventi in ambiente marino è attribuita a diversi fattori, tra cui i più importanti sono: a) l'ambiente marino è soprattutto deposizionale a differenza di quello subaereo, che è principalmente non deposizionale/erosivo, b) la maggiore presenza di sedimento non consolidato o parzialmente consolidato lungo i margini continentali (Masson et al., 1996), c) il

diverso comportamento geo-meccanico dei materiali in acqua, d) le minori variazioni spaziali delle proprietà fisiche e meccaniche dei sedimenti negli ambienti marini (Silva et al., 2004).

### 1.1 Cenni sulla meccanica delle frane e cause

Una frana avviene quando le forze gravitazionali agenti lungo il pendio superano la resistenza al taglio del materiale, causandone il movimento lungo una o più superfici di scivolamento, come espresso dal ben conosciuto criterio di rottura di Mohr-Coulomb:  $\tau = c' + (\sigma - u) \tan \phi'$ , dove  $\tau$  è la resistenza al taglio,  $c'$  la coesione effettiva,  $\sigma$  lo sforzo normale agente sulla superficie di rottura,  $u$  la pressione del fluido interstiziale,  $\phi'$  l'angolo di resistenza al taglio. Tale condizione può sopraggiungere sia a seguito di un incremento dei carichi esterni che di una diminuzione della resistenza dei sedimenti, oppure di una combinazione dei due fattori (Fig. 1.1a, Hampton et al., 1996). L'incremento dei carichi in ambiente marino è legato principalmente alla gravità ed al carico indotto da eventi sismici o di tempesta, mentre la resistenza del materiale è funzione della composizione mineralogica, storia tensionale dei sedimenti e carichi applicati. La resistenza al taglio, infatti, aumenta con il grado di seppellimento del materiale, o per lo stato di sovraconsolidazione dei sedimenti profondi esposti in superficie a seguito di fasi erosive, per processi di cementazione e bioturbazione (Perret et al., 1995), o per carico ciclico indotto dai terremoti, nel caso sia permesso il drenaggio tra un evento sismico e l'altro (Boulanger et al., 1998). Essa, invece, decresce all'aumentare della pressione interstiziale, specialmente nei sedimenti fini (silt e argilla), dove si possono instaurare condizioni non drenate a seguito di numerosi fattori tra cui i più importanti sono la presenza di gas e gli alti tassi di sedimentazione.

Recentemente, grazie all'utilizzo sempre più diffuso dei sistemi di sismica 3-D, un ruolo fondamentale per lo sviluppo e controllo delle frane sottomarine è stato attribuito alla presenza di *weak layer* (livelli di debolezza) nel sottofondo marino. Questi piani di debolezza in genere coincidono con *unconformities* (superfici di *downlap*, *onlap* ed erosionali), o particolari livelli,

come depositi piroclastici o contouritici presenti nell'architettura dei margini continentali, la cui distribuzione è controllata da cambiamenti nello stile di sedimentazione, generalmente a seguito di variazioni climatiche (Bryn et al., 2003; Kvalstad et al., 2005).

Le cause che presiedono all'instabilità sono molteplici e possono essere suddivise in: a) predisponenti, che agiscono per tempi lunghi, riducendo la resistenza intrinseca del materiale, e b) di innesco, rappresentando eventi impulsivi, come l'attività sismica, che danno luogo al processo di rottura. Numerose cause sono state proposte per spiegare l'innesco dei fenomeni di instabilità in ambiente sottomarino, tra cui il carico dovuto alle onde di tempesta o ad eventi sismici, gli effetti delle correnti di fondo e delle maree, la presenza di gas biogenico, la dissociazione dei gas idrati, infiltrazioni di fluidi, l'alterazione idrotermale, il diapirismo, l'attività tettonica, gli alti tassi di sedimentazione, l'aumento del pendio per processi deposizionali o per fenomeni erosivi, le variazioni relative del livello marino (Westbrook et al., 1992, Hampton et al., 1996, Locat&Lee, 2000, Tripsanas et al., 2003). Non ultimo è l'effetto di opere di ingegneria civile che, modificando i carichi in profondità (variazioni delle sovrappressioni neutre) sono in grado di generare instabilità gravitativa, come occorso a Gioia Tauro nel 1977 e Nizza nel 1979 (Assier-Rzadkiewicz et al. 2000). Lo sviluppo dei fenomeni di instabilità gravitativa appare comunemente essere il risultato di una complessa interazione di variabili piuttosto che di un singolo fattore (Prior, 1984).

## **1.2 Classificazione dei movimenti di massa sottomarini**

Lo studio e la classificazione dei movimenti di massa sottomarini sono particolarmente complessi, in quanto mancando la diretta osservazione dei fenomeni, i meccanismi d'instabilità e i processi di deformazione e/o rottura possono essere interpretati solo indirettamente sulla base delle geometrie e caratteristiche delle superfici di scivolamento e dei depositi associati a tali eventi. Durante il movimento della frana, tuttavia, possono agire differenti meccanismi di deformazione, il risultato dei quali non è necessariamente preservato nella morfologia finale (Prior, 1984).

A questo si deve aggiungere la mancanza di modelli completi ed adeguati per lo studio di tali fenomeni, le difficoltà sia tecniche che economiche per la realizzazione di campionamenti e misurazioni in situ, e la complessa evoluzione di tali fenomeni nella fase di movimento dei materiali, con la formazione di flussi di gravità, che a loro volta possono modificare forma del flusso e parametri idrodinamici (velocità, densità e viscosità) durante lo scorrimento. I movimenti di massa sottomarini sono quindi analizzati attraverso i principi della meccanica delle rocce o delle terre o della fluidodinamica a seconda dello stadio evolutivo in cui si trovano, come illustrato dal diagramma proposto da Meunier (1993, Fig. 1.1b) per i corrispettivi fenomeni subaerei.

D'altra parte, il problema classificativo è anche strettamente connesso all'ampia casistica presente in letteratura ed all'utilizzo spesso improprio della terminologia. Questa, in particolare, è ereditata principalmente da quella utilizzata per i corrispettivi fenomeni subaerei (tipo Varnes, 1958), nonostante le marcate differenze che intercorrono tra i due diversi ambienti, generando ulteriore confusione (Canals et al., 2004, Tripsanas et al., 2008).

Di seguito verrà proposto un breve e schematico *excursus* delle principali classificazioni proposte in letteratura per i movimenti di massa sottomarini, cercando di coglierne le principali similitudini e differenze.

Uno dei primi schemi classificativi è quello di Dott (1963) che prevede la suddivisione dei fenomeni di instabilità gravitativa in 4 tipi principali sulla base della reologia: *submarine falls, slides or slumps, flows and turbidity flows*; successivamente Moore (1977) e Prior&Coleman (1979) riadattano in ambiente marino gli schemi proposti rispettivamente da Varnes (1958) e Skempton&Hutchinson (1969) per i movimenti di massa subaerei, omettendo i flussi torbidity dalla classificazione. Nel contempo, Middleton&Hampton (1973 e 1976) sviluppano il concetto di *sediment gravity flows*, indicando con tale termine i flussi di sedimento il cui trasporto è legato all'azione della gravità e dove il movimento della parte solida condiziona quello del fluido interstiziale.

Da questo momento in poi, numerose classificazioni per tale tipo di flussi si susseguono nel corso del tempo, prendendo come criterio di suddivisione uno o più dei seguenti parametri: concentrazione del sedimento, meccanismo di supporto dei granuli, stato del flusso e reologia. In particolare, Middleton&Hampton (1973 e 1976) utilizzano il meccanismo di supporto dei sedimenti come criterio classificativo, Lowe (1982) una combinazione tra reologia e meccanismo di supporto dei sedimenti, Mulder&Alexander (2001) una combinazione tra le proprietà fisiche del flusso (coesività dei sedimenti, durata e concentrazione del flusso) ed il principale meccanismo di supporto dei sedimenti e Dasgupta (2003) la reologia, che a sua volta è funzione della granulometria, composizione mineralogica dei granuli e variazione del rapporto granuli/fluido interstiziale. Recentemente, Gani (2004) ha sottolineato come la reologia possa effettivamente rappresentare il migliore criterio per suddividere i flussi gravitativi, in quanto essa non varia gradualmente nei diversi tipi di flusso (a differenza degli altri parametri) ed è anche facilmente esprimibile in un diagramma sforzo-deformazione da un punto di vista fisico-matematico (Fig. 1.2). Il limite maggiore delle precedenti classificazioni, come sottolineato da Canals et al. (2004), risiede nel fatto che nessuna di esse tiene in debito conto della nuova e crescente mole di dati sulle morfologie associate ai movimenti di massa sottomarini, derivante da rilievi geofisici ad alta risoluzione, che stanno cambiando la percezione della comunità scientifica di quanto estesi, complessi e vari siano tali processi in ambiente marino.

Un primo tentativo che tenga conto anche delle morfologie è rappresentato dalla classificazione proposta da Mulder&Cochonat (1996), i quali basandosi sullo studio di un centinaio di eventi di instabilità accaduti nel Pliocene e Pleistocene, dividono i processi in tre categorie principali: *slides*, *slumps*, *plastic flows and turbidity currents*, a cui corrispondono a loro volta 13 sotto-categorie, definite sulla base della differente architettura e geometria delle superfici di rottura e del movimento lungo di esse. La differenza tra *slide* e *slump* è generalmente basata sul valore dell'indice di Skempton, dato dal rapporto tra l'altezza ( $h$ ) e la lunghezza ( $l$ ) del corpo di frana. Se questo rapporto è inferiore a 0.15 l'evento di instabilità è classificato come *slide* (cioè di tipo



traslazionale), mentre se tale coefficiente è superiore a 0.33 la frana è classificata come *slump* (di tipo rotazionale; Skempton&Hutchinson, 1969).

Tale classificazione è stata recentemente rivista e semplificata da Masson et al. (2006), individuando i più diffusi tipi di instabilità in ambiente marino (Fig. 1.3): *slide*, *debris flow*, *debris avalanches* e *turbidity currents*, che rivestono un ruolo primario nel trasporto di sedimenti verso le parti profonde dei bacini.

Locat&Lee (2000), adeguando all'ambiente marino l'approccio unificato proposto dall'I.S.S.M.G.E. TC-11 (*International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Technical Committee-11*) per la descrizione delle frane, propongono un semplice schema classificativo sulla base delle principali tipologie di movimento individuate nei fenomeni d'instabilità gravitativa (Fig. 1.4). L'aspetto fondamentale di questa classificazione consiste nel fatto che ognuna delle tipologie individuate è mutuamente esclusiva, tuttavia, ciascuna di esse può evolvere in un diverso tipo di instabilità gravitativa (ad esempio, una frana può evolvere in un flusso di detrito che a sua volta può trasformarsi in una corrente di torbida). Gli stessi autori sottolineano, inoltre, la necessità di suddividere e studiare separatamente i fenomeni di instabilità nei loro diversi stadi evolutivi (Fig. 1.4c): pre-rottura, rottura, post-rottura ed eventuale riattivazione, seguendo lo schema proposto da Leroueil (1996) per la classificazione geotecnica dei movimenti di massa (Fig. 1.4b)

Recentemente, Frey-Martinez et al. (2006), sulla base di dati sismici, hanno suddiviso le frane sottomarine in due grandi tipologie: a) *frontally confined*, dove la massa dislocata ha subito una limitata traslazione lungopendio e non riesce a sovrascorrere sugli strati indeformati presenti a valle e b) *frontally emergent*, dove si ha una maggiore traslazione della massa, che sovrascorre al di sopra degli strati indeformati, allargandosi in maniera non confinata sul circostante fondale.

### 1.3 Caratteristiche dei fenomeni d'instabilità gravitativa in ambiente marino

In questo breve paragrafo sono riassunte le principali caratteristiche associate ai diversi movimenti di massa individuati nell'ambiente marino, includendo tra essi anche i fenomeni di *creep* (sebbene in essi non si raggiunga una vera e propria condizione di rottura del materiale), sulla base di una rivisitazione dei numerosi esempi di instabilità sottomarina riportati in letteratura (par. 1.2) e ispirandosi alla classificazione di Mulder&Cochonat (1996) aggiornata e semplificata da Masson et al. (2006, vedi Fig. 1.3).

a) Il fenomeno di *creep* è legato ad una deformazione elastica a lungo termine dei sedimenti (usualmente fini) sotto un carico costante e con bassi tassi di deformazione (Mulder&Cochonat, 1996). Il risultato di tali processi è la produzione di ondulazioni nel fondale, spesso difficilmente discriminabili da morfologie simili create dallo scorrimento di correnti di densità (Lee et al., 2002). Tali fenomeni sono stati osservati principalmente in corrispondenza di scarpate di prodelta (Syvitski et al., 1987; Chiocci et al., 1996) e vengono principalmente studiati attraverso l'analisi di profili sismici ad alta ed altissima risoluzione (Lee et al., 2002).

b) I *debris/rock falls* coinvolgono il distacco e movimento gravitazionale di blocchi di roccia o sedimento consolidato lungo falesie o ripide scarpate, rappresentando fenomeni locali e veloci, la cui mobilità dipende sia dalla grandezza e forma dei blocchi che dai gradienti e caratteristiche del substrato. Essi sono prevalentemente localizzati in corrispondenza di coste alte e rocciose, affioramenti di substrato litoide, testate di canyon e frane e vengono riconosciuti principalmente sulla base della morfologia (tramite *multibeam* e sonar a scansione laterale).

c) Gli *slides/slumps* sono caratterizzati dal movimento di masse coerenti di sedimenti al di sopra di superfici di scivolamento basali e sono generalmente limitati sovrappendio da una ben definita nicchia di distacco, con rilievo morfologico variabile da alcuni fino a centinaia di metri. La struttura interna del materiale dislocato rimane abbastanza indisturbata durante il movimento ed il principale meccanismo di trasporto è dato dalla forza di gravità (Coleman&Prior, 1988; Mulder&Cochonat,

1996). Tali processi possono essere suddivisi in a) semplici, quando il corpo di frana in scivolamento non genera altri significanti fenomeni di rottura e b) complessi, in cui il movimento della frana induce instabilità nelle aree adiacenti, determinando lo sviluppo di altri eventi franosi (Mulder&Chochonat, 1996). Questi ultimi a loro volta possono essere suddivisi in diverse tipologie sulla base della distribuzione spaziale delle nicchie di distacco associate a tali eventi, di cui la geometria più diffusa è rappresentata da una migrazione sopraprendio dell'instabilità, a seguito di un meccanismo definito retrogressivo (Prior&Suhayada, 1979).

Come osservato nel paragrafo 1.2, la differenza tra *slide* e *slump* è generalmente riferita al rapporto di Skempton; dal punto di vista meccanico, gli *slump* sono caratterizzati da un movimento di tipo rotazionale, con lo spostamento di grandi blocchi di materiale, per lo più intatto, lungo superfici di scorrimento sub-ellissoidali, mostrando generalmente una bassa mobilità (Coleman&Prior, 1988; Mulder&Cochonat, 1996). I fenomeni di *slide* invece avvengono lungo una superficie di discontinuità regolare e preesistente (piani di strato o di faglia, livelli di debolezza, etc) e presentano un movimento di tipo traslazionale, rappresentando la più comune tipologia di instabilità gravitativa in ambiente marino. Questi fenomeni sono osservabili in tutti gli ambienti marini, anche se sembrano essere caratterizzati da maggiori dimensioni in corrispondenza dei margini continentali nelle alte latitudini, dove i gradienti di pendio sono dell'ordine di pochi gradi (Hunherbach et al., 2004). Il riconoscimento di *slides* e *slumps* avviene principalmente tramite le morfologie ad esse associate, come ad esempio nicchie di distacco (ecoscandaglio a multifascio e sonar a scansione laterale) e dall'analisi di profili sismici.

d) I *Debris/mud flows* sono usualmente definiti come flussi laminari di detrito eterogeneo, in cui la presenza di una matrice coesiva composta da fango (silt e argilla) ed acqua costituisce il principale meccanismo di supporto dei granuli, conferendo al flusso un comportamento reologico di tipo *Bingham* (Johnson, 1970; Iverson, 1997; Elverhoi et al., 2000). La presenza di tale matrice permette anche il trasporto di clasti di dimensioni maggiori sia di roccia che di sedimento soffice, fino ad

enormi olistoliti (Gardner&Kidd, 1983). Questi flussi vengono distinti sulla base della diversa percentuale di ghiaia (maggiore o minore del 5%) e del rapporto tra fango e sabbia (minore o maggiore di 1) rispettivamente in *debris* e *mud flow*. I *debris flow* sono largamente diffusi lungo tutti i margini continentali (specialmente in corrispondenza delle alte latitudini), in fiordi ed edifici vulcanici e vengono identificati principalmente dalla facies sismica, che si presenta acusticamente trasparente o semi-trasparente nell'area di deposizione. I *mud flows* sono sviluppati anch'essi all'interno dei fiordi (Locat et al., 2006), ma sono particolarmente diffusi all'interno delle aree di fossa legate a subduzioni (Stanley&Knight, 1979).

e) I *Debris avalanches* sono dei flussi non coesivi, caratterizzati dall'assenza o limitata presenza di particelle coesive e dove l'interazione tra granuli rappresenta il principale meccanismo di supporto del detrito (Mulder&Alexander, 2001). Questi processi generalmente coinvolgono grandi volumi di materiale, sviluppandosi su ripidi pendii con pendenze superiori ai 10° e sono caratterizzati da elevata velocità e mobilità (Kessler&Bedard, 2000; Masson et al., 2002). Il fenomeno di rottura iniziale è spesso uno scivolamento traslativo o rotazionale, trasformandosi in un vero e proprio *debris avalanche* nella fase di post-rottura, a seguito di processi di brecciazione e dilatazione (Leyrit, 2000; Pollet&Schneider, 2004). Questi fenomeni, sono nella maggior parte dei casi identificati sui ripidi fianchi vulcanici (vedi sezione 1.4), ma possono interessare anche sequenze sedimentarie e sedimenti altamente consolidati (Collot et al., 2001; Bohannon&Gardner, 2004; Normark et al., 2004). Il loro riconoscimento a mare si basa principalmente sui depositi, contraddistinti da una peculiare morfologia ad *hummocky* nella batimetria e da una facies *speckled* nelle immagini sonar (TOBI, GLORIA, etc), mentre nei profili sismici i depositi sono generalmente rappresentati da una facies caotica (a volte semi-trasparente), con iperboli di diffrazione (Canals et al., 2004).

f) I *Grain flows* sono flussi di detrito non coesivi che necessitano di pendii molto inclinati (20°-30°) per poter scorrere; la diminuzione del gradiente topografico comporta, infatti, un aumento degli attriti frizionali presenti tra i granuli, con conseguente riduzione della velocità e deposizione in

massa del materiale (Jaeger et al., 1996). Questi fenomeni presentano in generale carattere locale e sono riconoscibili principalmente dagli alti valori di *backscatter* che li caratterizzano nelle immagini sonar, come osservato lungo la parte alta di pendii vulcanici o nei fan-delta sviluppati lungo i fiordi (Prior&Bornhold, 1989).

g) Le *Turbidity Currents* appartengono anch'essi alla categoria dei flussi non coesivi (Mulder&Alexander, 2001), rappresentando il più frequente ed efficiente meccanismo di trasporto sedimentario in ambiente marino. Le correnti di torbida sono generalmente definite come flussi di densità in cui il sedimento è supportato principalmente dalla componente verso l'alto della turbolenza (Middleton&Hampton, 1973; Lowe, 1982; Kneller&Buckee, 2000) e si comportano reologicamente come un fluido di tipo newtoniano (Fig. 1.2). Questi fenomeni vengono riconosciuti ed analizzati sia sulla base delle strutture erosivo-deposizionali formate a seguito del loro scorrimento (ad esempio, forme di fondo), che dei depositi ad essi associati (Bouma et al., 1962). Questi ultimi generalmente vanno a costituire estesi fan deposizionali nelle parti profonde dei bacini oceanici, contraddistinti dallo sviluppo di strutture argine-canale e lobi deposizionali. Nei profili sismici, i depositi torbiditici sono generalmente definiti da una serie di riflettori continui e paralleli, ad elevata ampiezza dovuta a salti di impedenza acustica per l'alternanza di livelli sabbiosi e fangosi.

#### **1.4 Stato dell'arte sull'instabilità degli edifici vulcanici**

I vulcani attivi sono strutture dinamiche, la cui crescita ed evoluzione è di solito caratterizzata da una successione di fasi costruttive (con l'accumulo di lava e prodotti piroclastici) e distruttive (Oehler et al., 2008). Queste ultime sono relazionate a processi d'instabilità gravitativa a differente scala e frequenza (Fig. 1.5), andando da piccoli fenomeni di crollo con la mobilitazione di poche decine o centinaia di m<sup>3</sup> di detrito, fino alle mega-frane che interessano interi fianchi vulcanici, con

l'asportazione di migliaia di km<sup>3</sup> di materiale (McGuire, 1996, 2003). Gli eventi a larga scala, in particolare, sono riconosciuti come il più importante ed efficiente processo di massa per trasferire materiale dalla parte sommitale a quella basale dei vulcani, contribuendo in maniera preponderante all'accrescimento dell'edificio, attraverso il progressivo allargamento della sua base (Oehler et al., 2008).

L'identificazione e la corretta interpretazione di tali eventi e delle morfologie ad essi associati è, comunque, piuttosto recente e si deve alla diretta osservazione della spettacolare frana vulcanica che ha innescato l'eruzione del Monte St Helens nel maggio del 1980 (Lipman&Mullineaux, 1981), permettendo per la prima volta di monitorare l'evoluzione completa di un fenomeno d'instabilità gravitativa a larga scala su un edificio vulcanico. Questa ha portato ad una reinterpretazione e successivo riconoscimento delle morfologie associate allo sviluppo di tali fenomeni (come, nicchie di distacco, morfologie ad *hummocky*, etc) su numerosi vulcani, localizzati nei più diversi contesti geodinamici (Ui, 1983; Siebert, 1984; Inokuchi, 1988; Francis, 1994). Siebert (1992), per esempio, ha stimato che, solamente negli ultimi 500 anni, tali eventi si siano verificati con una frequenza media di 4 volte per secolo.

Il recente sviluppo di indagini di dettaglio dei fondali marini ha, inoltre, messo in luce la presenza di numerosi ed estesi depositi di *debris avalanches* in corrispondenza di vulcani insulari ed oceanici, come ad Hawaai (Moore et al., 1989 e 1994), Canarie (Holcomb&Searle, 1991, Watts&Masson, 1995 e 2001; Masson et al., 1996; Urgeles et al., 1997; Funck&Schmincke, 1998; Krastel et al., 2001a; Masson et al., 2002), La Réunion (Lénat et al., 1989; Labazuy, 1996; Ollier et al., 1998; Oehler et al., 2004 e 2008), Tristan da Cunha (Holcomb&Searle, 1991), isole delle Polinesie francese (Clouard et al., 2001), Capo Verde (Le Bas et al., 2007), Piccole Antille (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003, Boudon et al., 2007), Arco delle Kermadec (Wright et al., 2006) e delle Aleutine (Coombs et al., 2007). Simili fenomeni sono stati riconosciuti anche nel Tirreno come nel versante meridionale di Ischia (Chiocci&DeAlteris, 2006) e a Stromboli (Kokelaar&Romagnoli, 1995; Romagnoli et al., 2009 ed in corso di accettazione, vedi cap. 4 e 5).

Infine, le immagini raccolte dalle sonde spaziali Viking e Magellano hanno mostrato come tali fenomeni non siano limitati solamente ai vulcani terrestri, ma interessino anche gli edifici vulcanici presenti su Marte (Cave et al., 1994; Crumpler et al., 1996) e Venere (Guest et al., 1992; Bulmer&Guest, 1996).

#### **1.4.1 Cause dei collassi di settore**

L'instabilità vulcanica è stata definita da McGuire (1996) come “la condizione all'interno della quale un edificio vulcanico è destabilizzato a tal punto da aumentare la probabilità di una rottura strutturale di parte o dell'intero edificio vulcanico”.

L'origine di questi fenomeni è da ricondurre alla struttura stessa dei vulcani, che è marcata da livelli di debolezza legati alla possibile presenza di rocce alterate idrotermalmente, ialoclastiti, delta vulcanoclastici e suoli residuali, che indeboliscono l'edificio (Hurlimann et al., 2001, Oehler et al., 2005). Un gran numero di fattori (Fig. 1.6) può agire indipendentemente o in associazione per determinare tale condizione di instabilità; essi sono suddivisibili in due principali categorie: da una parte i processi endogenetici che dominano durante i periodi di attività vulcanica e costruzione del cono e dall'altra i processi esogenetici, che possono intercorrere durante l'intera storia evolutiva dell'edificio vulcanico (Keating&McGuire, 2000).

Il peso dei diversi fattori nel promuovere l'instabilità gravitativa è strettamente connesso anche al tipo di vulcano su cui agiscono. Ad esempio, nel caso di stratovulcani continentali, caratterizzati da fianchi ripidi e da una struttura interna costituita da un'alternanza di materiali coerenti ed incoerenti, i principali processi che portano ad una condizione di rottura sono generalmente il sovraccarico e l'aumento di pendenza dei fianchi vulcanici e le variazioni della pressione di poro all'interno dell'apparato vulcanico. Nel caso dei larghi vulcani a scudo basaltici, caratterizzati, invece, da una struttura interna più omogenea e da bassi valori di pendenza dei fianchi, le principali cause predisponenti all'instabilità gravitativa risiedono nella persistente attività di messa in posto di

dicchi nelle zone di *rifting*, in variazioni della pressione interstiziale all'interno dell'edificio vulcanico, nell'allargamento di questi vulcani su deboli orizzonti di sedimenti oceanici (Nakamura, 1980) ed in movimenti di *creeping* verso mare di cumuli di olivina (Clague&Denlinger, 1994).

Nel caso di vulcani costieri, è stato, inoltre, osservato che i fianchi vulcanici rivolti verso mare presentano una maggiore predisposizione all'instabilità gravitativa rispetto a quelli rivolti verso terra, sia perché essi sono maggiormente esposti all'azione erosiva e di scalzamento del moto ondoso ed alle variazioni eustatiche del livello marino.

L'innesco di tale fenomeno può essere invece relazionato a numerosi processi, legati direttamente o indirettamente alla messa in posto di magma, ad attività sismo-tettonica e a fattori meteo-climatici (McGuire, 1996; Voight&Elsworth, 1997; McMurtry et al., 2003).

Osservazioni di terreno, modellazioni numeriche ed analogiche mostrano, infine, una stretta relazione intercorrente tra lo sviluppo dei collassi gravitativi e la presenza di strutture tettoniche regionali (Fig. 1.7), che controllano lo sviluppo e morfologia dei sovrastanti coni vulcanici (Nakamura, 1977, Voight& Elsworth, 1997; Voight, 2000; Donnadieu et al., 2001; Acocella, 2005).

In ambienti di tipo estensionale, infatti, la quasi totalità dei collassi di settore avviene perpendicolarmente alla principale direzione di messa in posto dei dicchi, (definita zona di *rift*) come osservato a Stromboli (Tibaldi, 1996) e La Palma (Carracedo, 1996) oppure essa biseca l'angolo formato dall'intersezione tra due zone di *rift*, come nel caso dell'Etna (McGuire et al., 1993), Piton de la Fournaise (Duffield et al., 1982) ed El Hierro (Carracedo, 1996). L'accadimento di tali fenomeni genera a sua volta una depressurizzazione nel sistema magmatico, che porta alla preferenziale messa in posto di dicchi nell'area di *rift*, promuovendo quindi lo sviluppo di ulteriori collassi orientati in genere coassialmente al precedente ed instaurando un sistema di retroazione tra i due processi, come è stato osservato lungo il fianco nord-occidentale di Stromboli (Tibaldi, 1996).

Nel caso di vulcani localizzati in corrispondenza di faglie trascorrenti, invece, la direzione di sviluppo dei settori di collasso avviene generalmente ad angolo acuto rispetto allo sforzo regionale



orizzontale massimo (Fig. 1.7), come osservato, ad esempio, nei vulcani del sud-est asiatico (Lagmay&Valdivia, 2006).

#### **1.4.2 Evoluzione post-rottura dei collassi di settore: morfologie risultanti e mobilità**

Il collasso laterale di edifici vulcanici presuppone il trasferimento in massa di un certo volume di materiale da un'area sorgente ad una di deposizione, che può mantenere nel corso del movimento una sua integrità (coerenza) o essere completamente disgregata. Il diverso comportamento dipende da molti fattori, di cui i più importanti sono la natura del materiale dislocato, quella del substrato ed il meccanismo di rottura (McGuire, 1996).

In particolare, Lipman et al. (1988) e Moore et al. (1989, 1994) hanno individuato due principali processi di rottura a larga scala su edifici vulcanici: *slump* e *debris avalanche*. I primi danno luogo a larghe e profonde superfici di rottura, con la mancanza di una ben definita testata nell'area sorgente, mentre la sottostante massa in franamento è tagliata da faglie trasversali, che spesso isolano alcuni grandi blocchi soggetti a movimenti lenti ed intermittenti. Un classico esempio di tali fenomeni è rappresentato dall'impressionante *Hilina slump* alle Hawaii, che coinvolge un volume stimato di circa 10-12 mila km<sup>3</sup> di materiale (Moore et al., 1994, Smith et al., 1999)

Al contrario, i *debris avalanche* sono eventi catastrofici che generalmente si verificano all'interno di un singolo evento di rottura, con velocità variabili da 20 a 150 m/s (Siebert, 1996). Le superfici di scivolamento sono più superficiali e caratterizzate da marcati anfiteatri erosivi alla loro testata; questi presentano forma variabile in pianta (da semicircolare ad allungata) e sono limitati sia lateralmente che posteriormente da alte e ripide pareti sub-verticali, che perdono rilievo morfologico con la diminuzione di quota. La massa dislocata presenta un più alto grado di frammentazione e traslazione, terminando in una struttura deposizionale di forma conoidale contraddistinta da una morfologia mammellonare o "*hummocky*", da un ripido fronte e da argini laterali, che indicano una forte coesione della massa in franamento (Leyrit, 2000).

Il deposito è generalmente costituito da una breccia a spigoli vivi, la cui struttura interna può essere suddivisa in due facies: *block facies* and *mixed facies* (Ui, 1983, Siebert, 1984, Glicken, 1991 e 1996). La prima è definita da blocchi e megablocchi, che possono raggiungere dimensioni notevoli (fino a diverse decine di chilometri in diametro, comunemente definiti *torevas*), preservando totalmente o in parte la struttura originaria della parte di vulcano da cui si sono distaccati (Francis, 1993). I megablocchi sono spesso interessati da un peculiare tipo di brecciatura, che dà luogo ad un set di fratture a dente di sega (*jigsaw cracks*)

La seconda facies (*mixed*) è prevalentemente composta da detrito litico derivante dalla frammentazione del materiale vulcanico mobilizzato durante la formazione ed il movimento della frana, sebbene in taluni casi si possa ritrovare anche materiale di origine iuvenile, proveniente dalle violente eruzioni esplosive che possono accompagnare lo sviluppo dei fenomeni d'instabilità a larga scala, a seguito di processi di depressurizzazione del sistema magmatico. Tre diverse tipologie di *debris avalanche* sono state, infatti, identificate sulla base delle diverse condizioni eruttive associate a tali eventi (Ui et al., 2000): la prima, definita *Bezymianny*, è associata ad eruzioni magmatiche o freato-magmatiche, con la classica sequenza collasso laterale-fase pliniana-flussi piroclastici. La seconda tipologia, *Bandai-sun*, è caratterizzata da eruzioni di tipo freatico senza emissione di materiale iuvenile, mentre la terza, *Unzen*, si verifica in assenza di attività eruttiva associata al franamento.

Una caratteristica comune a tutti questi fenomeni è l'elevata mobilità dei relativi depositi, che eccede notevolmente quella predetta dal classico meccanismo di scivolamento (Hsu, 1975) ed è in molti casi superiore a quella riscontrata per frane subaeree non vulcaniche (Ui, 1983; Siebert, 1984; Siebert et al., 1987). Essa può essere valutata quantitativamente sulla base del rapporto H/L (Scheidegger, 1973), dove H è la distanza verticale tra il top ed il piede della frana, mentre L rappresenta la distanza orizzontale percorsa dalla frana; tale rapporto è in media 0.1 per i D.A vulcanici (Fig. 1.8).

Le cause di tale elevata mobilità si possono ricondurre da una parte ai parametri che influenzano l'energia potenziale e cinetica acquisita dalla frana durante la fase iniziale di accelerazione e dall'altra ai fattori che contribuiscono alla perdita di energia durante il movimento, dovuti ad attriti frizionali e deformazioni (Leyrit, 2000). Per quanto concerne i primi, il parametro più importante è rappresentato dal volume mobilizzato (Hsu, 1975, Davies, 1982, Legros, 2002). A tal riguardo, è stato osservato che i *debris avalanches* con volumi compresi tra 0.1 e 1 km<sup>3</sup> presentano valori più elevati del rapporto H/L (compresi 0.09 e 0.18) e quindi una minore mobilità rispetto a quelli (0.05-0.13) osservati per D.A. eccedenti 1 km<sup>3</sup> (Siebert et al. 1987).

La dissipazione dell'energia dipende, invece dalla reologia del flusso, e dalla geometria e natura del substrato su cui scorre la massa in franamento. In particolare, un ruolo fondamentale è giocato dal confinamento esercitato dalla circostante morfologia sulla massa in movimento, in quanto gli attriti frizionali dipendono in prima misura dalla superficie di contatto presente tra massa in scivolamento ed il sottostante substrato, che è maggiore nel caso di frane non confinate, dove l'energia cinetica è dispersa più facilmente (Dade&Huppert, 1998; Leyrit, 2000)

Numerose altre cause sono state invocate per spiegare l'elevata mobilità di questi eventi, tra cui possono essere citate l'influenza delle collisioni tra granuli (Hsu, 1975), lo sviluppo di uno strato di aria compressa all'interno della massa in scivolamento (Shreve, 1968) e processi di fluidificazione meccanica o acustica (Howard, 1973; Melosh, 1979).

La mobilità dei *debris avalanches* è ancora più elevata nel caso dell'ambiente marino, dove tali processi possono raggiungere distanze di centinaia di chilometri dall'area sorgente, nonostante le maggiori forze di trascinamento esercitate dal mezzo fluido sulla massa in movimento (Norem et al., 1990). L'elevata mobilità è stata in questo caso legata allo sviluppo alla base ed al fronte della frana di processi di *hydroplaning*, che tendono a diminuirne l'attrito con il sottostante fondale e aumentarne di conseguenza la distanza percorsa (Mohrig et al., 1998). Recenti modellazioni numeriche hanno evidenziato l'esistenza di una forte relazione inversa tra l'altezza della massa in

scivolamento e lo sviluppo di processi *hydroplaning* nella frana stessa, la cui forma rappresenta quindi un importante parametro nel controllo della sua mobilità (Hurlimann et al., 1999).

### **1.5 Pericolosità geologica (*geohazard*) in ambiente marino, con particolare riferimento agli eventi di instabilità gravitativa**

I *geohazard* possono essere definiti, secondo l'IGC (*International Geohazard Centre*), come eventi causati da condizioni o processi geologici che rappresentano una seria minaccia alla vita delle persone, ai beni materiali e all'ambiente naturale. Essi possono verificarsi sia in contesto subaereo che sottomarino; nel primo caso, essi sono tipicamente rappresentati da eruzioni vulcaniche, terremoti, frane, dissesti idrogeologici e valanghe di neve, mentre nel secondo caso, sono principalmente associati a terremoti e processi di instabilità gravitativa. Questi ultimi sono in grado, infatti, di danneggiare strutture costiere ed *offshore*, e generare importanti maremoti come quelli che hanno distrutto la città di Lisbona nel 1755 e Messina nel 1908 o devastato le coste dell'Indonesia, Thailandia e Sri Lanka nel 2004.

La maggior parte dei maremoti o *tsunami* (termine giapponese, la cui traduzione significa “onda di porto”) sono generati direttamente o indirettamente da eventi sismici e questo ha fatto sì che la maggior parte delle ricerche negli ultimi 50 anni fosse concentrata all'individuazione ed analisi di tali sorgenti, le quali sono oggi relativamente ben determinate (Bardet et al., 2003). L'importanza degli *tsunami* generati da frane sottomarine è stata, invece, messa in evidenza solo recentemente (ultimi 15 anni circa), sia attraverso la re-interpretazione di alcuni importanti *tsunami* storici caratterizzati da una inusuale distribuzione del *run-up* lungo le coste circostanti all'evento, come nel caso di Papua Nuova Guinea nel 1998 (Tappin et al., 2001, Okal&Synolakis 2004) o di Scilla nel 1783 (Graziani et al., 2006) sia tramite la diretta osservazione o l'immediata ricostruzione di frane tsunamigeniche, come quelle verificatesi a Stromboli nel 2002 (Chiocci et al., 2008a, Tinti et al., 2005).

I maremoti generati da frane sottomarine, sebbene presentino un carattere più locale rispetto a quelli sismo-indotti (vedi par. 1.5.1) possono essere estremamente pericolosi, in quanto sono tipicamente caratterizzati da alte ampiezze d'onda vicino alla sorgente, e verificandosi spesso vicino a costa, lasciano poco tempo per l'allerta delle popolazioni circostanti. Ad esempio, simulazioni numeriche hanno mostrato che i tempi di arrivo previsti per un'eventuale onda di *tsunami* dall'area sorgente alla costa nei mari europei sono relativamente brevi e generalmente non superiori a 30 minuti, riducendosi a circa una decina di minuti (o meno) nel caso dei mari italiani.

Sulla base di queste osservazioni, è quindi difficile concepire un efficiente sistema di reti di monitoraggio atto ad individuare e informare tempestivamente la popolazione in caso di generazione di maremoti, analogamente a quanto accade per l'oceano Pacifico tramite il sistema di boe ondametriche gestito dal *Pacific Tsunami Warning Center*. Questo ha fatto sì che la politica di mitigazione della pericolosità da tsunami intrapresa in Europa (ed in particolare in Italia) sia stata quindi rivolta a tre aspetti principali: a) studio degli eventi passati attraverso un'analisi statistica dei maremoti storici (creazione di un catalogo di questi eventi, vedi ad esempio Tinti et al., 2004 o l'attuale progetto Transfer, [www.transferproject.eu](http://www.transferproject.eu)), b) modellazioni di tipo numerico sulla generazione e propagazione delle possibili sorgenti tsunamigeniche, al fine di evidenziare i possibili scenari di rischio (ad esempio, Tinti et al., 2000; Lovholt et al., 2005), c) individuazione dei principali elementi di pericolosità negli attuali fondali marini per delimitare i settori di costa maggiormente esposti al rischio tsunamigenico (vedi per dettagli cap. 7).

Nel prossimo paragrafo verranno dapprima illustrate le principali differenze tra i maremoti sismo-indotti e quelli generati da frane sottomarine, a cui seguirà una panoramica generale sui meccanismi di generazione degli *tsunami* indotti da processi d'instabilità gravitativa.

### 1.5.1 Principali caratteristiche e meccanismi di generazione di maremoto da frane sottomarine.

I maremoti generati da frane sottomarine possono essere in generale classificati come onde lunghe, poiché la maggior parte dell'energia trasferita dalla frana alla sovrastante colonna d'acqua è distribuita su un'onda caratterizzata da una lunghezza (d'onda) decisamente maggiore rispetto alla profondità del circostante bacino. Da questa assunzione, segue che: a) la variazione verticale della velocità orizzontale è piccola, b) il movimento delle particelle può essere considerato uniforme all'interno della colonna d'acqua, c) l'effetto della dispersione della frequenza può essere trascurato nella maggior parte dei casi (a meno di maremoti caratterizzati da lunghezze d'onda relativamente piccole, Lynett et al., 2003).

La formazione e successiva propagazione delle onde di maremoto a seguito di un evento di instabilità sottomarina è un processo molto complesso, che può essere suddiviso schematicamente in 4 stadi: a) dinamica della frana, b) trasferimento di energia dalla frana in movimento alla sovrastante colonna d'acqua, c) propagazione dell'onda in mare aperto, d) *run-up* dell'onda in corrispondenza della costa (Harbitz et al., 2006).

Per quanto concerne il primo aspetto, l'alta variabilità dei processi d'instabilità gravitativa e le possibili trasformazioni subite dalla massa in franamento lasciano ipotizzare che tali processi siano in grado di generare un vasto *range* di maremoti. Alcune caratteristiche, tuttavia, sembrano essere comuni per questo tipo di eventi, come gli alti valori di *run-up* osservati vicino all'area di frana (campo vicino o *near field*) e la propagazione meno efficiente delle onde in campo lontano (*far field*) rispetto a maremoti sismo-indotti (Okal&Synolakis, 2004). Quest'ultimo aspetto è attribuito a due fattori determinanti:

a) le ampiezze d'onda degli tsunami in campo lontano sono in generale proporzionali al volume di acqua spostato presso l'area sorgente (ovvero alla quantità di materiale dislocato sul fondo), il quale è generalmente superiore in un evento sismico rispetto ad una frana sottomarina. Le alte ampiezze

d'onda osservate in campo vicino per maremoti generati da frane sottomarine sono, invece, determinate dall'energia acquisita dal maremoto durante la fase iniziale, essendo in genere proporzionale al quadrato dello spostamento del fondale (Satake&Tanioka, 2003, Harbitz et al., 2006). Questo è spiegato dal fatto che una frana sottomarina, sebbene muova in genere un volume di materiale inferiore rispetto ad un evento sismico, può al contrario generare un dislocamento verticale del fondo fino a 100 volte maggiore, determinando quindi una più grande quantità di energia trasmessa allo tsunami (Okal&Synolakis, 2003), come evidenziato dalle differenti ampiezze simulate per un maremoto sismo-indotto (al massimo 5 metri, Sumatra 2004 in Fig. 1.9) ed uno generato da instabilità gravitativa (al massimo 15 m, frana di Storegga in Fig. 1.10). È importante sottolineare, tuttavia, che in entrambi i casi solo una piccola parte dell'energia potenziale associata all'evento è trasmessa all'energia dell'onda (compresa tra lo 0.1 e 15 % nel caso di frane sottomarine, Harbitz et al., 2006),

b) la maggiore dispersione radiale subita dalle onde di maremoto generate da frane sottomarine, a causa delle minori lunghezze d'onda in gioco e del fatto che la sorgente può essere in questo caso considerata puntiforme. Le sorgenti sismiche, al contrario, sono nella maggior parte dei casi di tipo lineare, presentando una propagazione e focalizzazione dell'onda in direzione trasversale al movimento della faglia, dove si ha una minore dispersione radiale, come ben esemplificato dall'andamento delle onde di maremoto che hanno colpito le coste indonesiane nel 2004 (Glimsdal et al., 2006, Fig. 1.9).

Un'altra netta differenza tra i due tipi di maremoti è relazionata al diverso accoppiamento tra le velocità che caratterizzano le sorgenti rispetto a quella di propagazione dell'onda di *tsunami* generata. Quest'ultima, in particolare, può essere definita dalla seguente relazione  $c_0 = (gh)^{1/2}$  (dove  $h$  è la profondità,  $g$  è l'accelerazione di gravità) ed è compresa tra circa 30 e 150 m/s nel caso di  $h$  variabile tra 100 e 5000 m. Nel caso degli eventi sismici, la velocità di rottura della faglia è in media di qualche chilometro al secondo, un ordine di grandezza superiore alla  $c_0$ , comportando un disaccoppiamento tra esse e non permettendo lo sviluppo di interferenze costruttive tra le diverse

onde. Nel caso delle frane sottomarine, le velocità stimate sono in genere comprese tra 1-100 m/s, risultando quindi più comparabili rispetto alla  $c_0$  e sono quindi in grado di generare fenomeni di interferenza tra le diverse onde. A tal riguardo, è utile introdurre il numero di *Froude* ( $Fr$ , definito come il rapporto tra la velocità della frana e quella di propagazione dell'onda), che permette di suddividere il movimento della frana in sub-critico ( $Fr < 1$ ), critico ( $Fr = 1$ ) e supercritico ( $Fr > 1$ ). Le frane sottomarine si trovano generalmente in regime sub-critico, implicando un allontanamento dell'onda di *tsunami* (viaggia più velocemente) rispetto alla propagazione della frana, e dunque limitandone la sua costruzione. L'andamento in questo caso è definito da un'onda caratterizzata da ampiezze positive nella direzione di movimento della frana, seguita da una depressione superficiale, che si propaga in direzione opposta (Fig. 1.10).

Il numero di Froude tende, invece, ad aumentare in acqua bassa, dove la velocità di propagazione dell'onda è minore, comportando possibili fenomeni di interferenza costruttiva, con la formazione di ampiezze superficiali più elevate, le quali raggiungono il massimo di amplificazione in regime critico (Todorovska&Trifunac, 2001). Processi di *rock-slide* e/o *debris avalanche* subaerei sono generalmente caratterizzati da regimi critici e supercritici, poiché raggiungono alte velocità di scorrimento ed impattano l'acqua a profondità poco elevate, e possono quindi generare *tsunami* altamente distruttivi.

Per concludere, le caratteristiche di un maremoto generato da una frana sottomarina dipendono primariamente dal volume (vedi ad esempio Murty, 2003), dalla dinamica della massa in scivolamento e dalla profondità d'acqua nell'area sorgente. L'accelerazione iniziale (Lovholt et al., 2005; Haugen et al., 2005; Grilli&Watts, 2005) e la velocità massima raggiunta dalla frana (Ward, 2001; Tinti et al., 2001) sono altri due parametri importanti per la generazione dell'onda, così come lo sviluppo di attriti frizionali all'interfaccia frana/acqua (Harbitz et al., 1992) ed il possibile comportamento retrogressivo dell'evento di instabilità (Haugen et al., 2005; Masson et al., 2006).



## Figure e tabelle

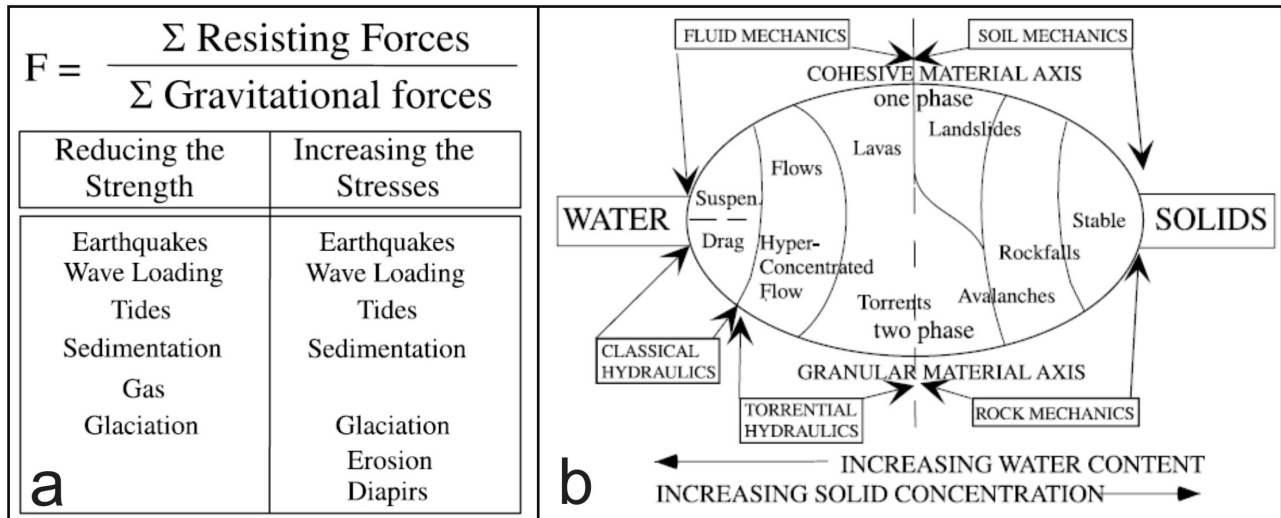


Fig. 1.1 a) Cause comunemente associate allo sviluppo di frane sottomarine;  $F$  = coefficiente di sicurezza di un pendio, definito come rapporto tra forze resistenti e forze gravitative agenti lungo pendio; se  $F > 1$  il pendio è considerato stabile (Hampton et al., 1996). b) Schema dei movimenti di massa in funzione del tipo di materiale (coesivo o granulare) e del rapporto granuli\contenuto d'acqua, con l'indicazione della fisica coinvolta nei processi (Meunier et al., 1993).

Fig. 1.1 a) Causes of submarine landslides;  $F$ , safety factor, defined as the ratio between resisting and gravitational forces (from Hampton et al., 1996). (b) Schematic view of mass movements as a variable mixture of solids and water and as a function of solid characteristics (cohesive or granular material) with indication of the physics involved in the phenomena (modified from Meunier 1993).

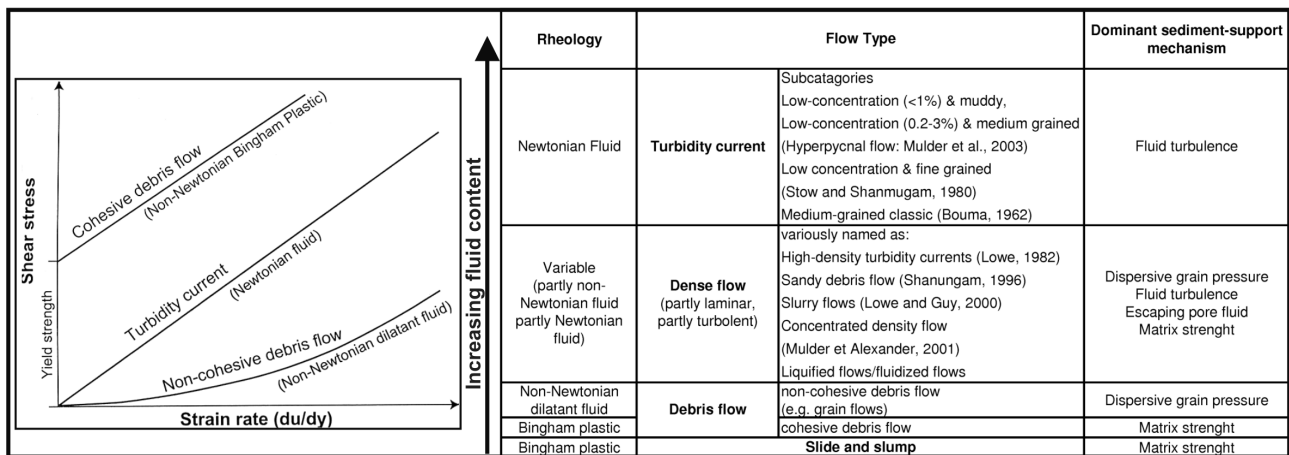


Fig 1.2 A destra, schema classificativo dei principali flussi gravitativi sottomarini su base reologica, con l'indicazione del meccanismo dominante di supporto dei granuli. A sinistra, le diverse tipologie di reologia sono graficate, nel diagramma sforzo di taglio-tasso di deformazione (Gani, 2004).

Fig. 1.2 On the right, classification of sediment gravity flows according to their rheology and dominant sediment-support mechanism. To the left, basic types of rheology in sediment gravity flows are represented in a "shear stress-strain rate diagram" (Gani, 2004).

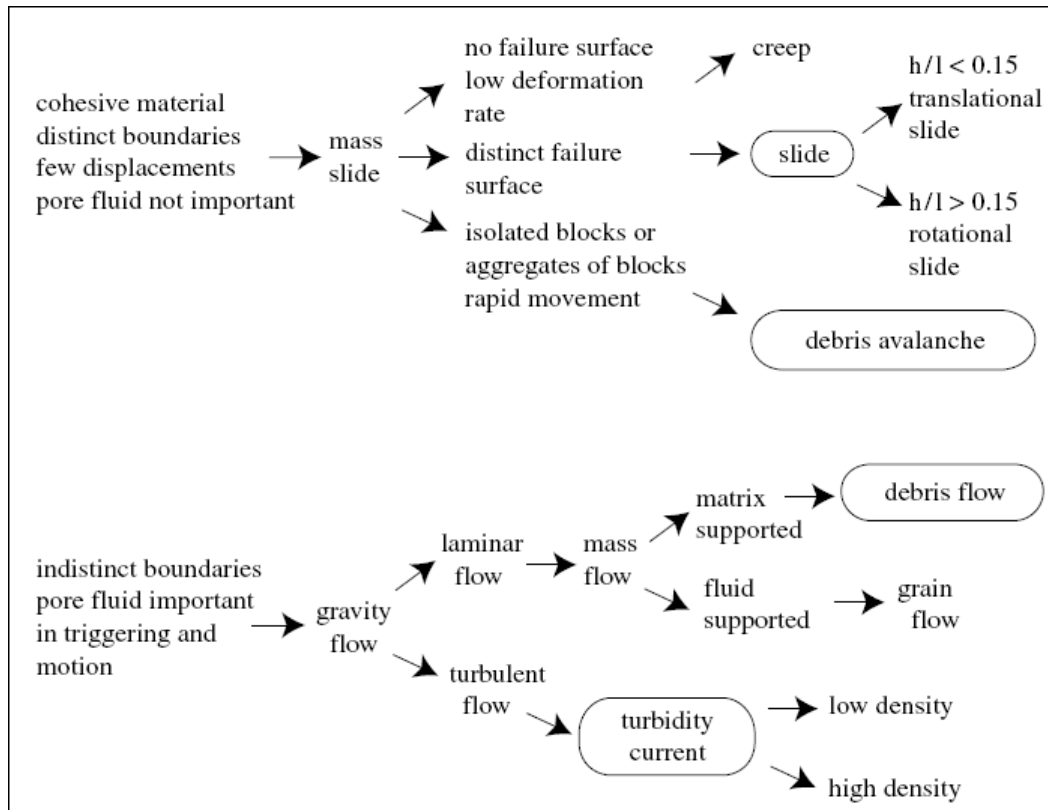


Fig. 1.3 Schema classificativo dei principali tipi di instabilità gravitativa sottomarina proposto da Masson et al., (2006) modificando la precedente classificazione di Mulder&Cochonat (1996).

Fig. 1.3 Summary classification of submarine landslide types proposed by Masson et al. (2006), modified after Mulder&Cochonat (1996).

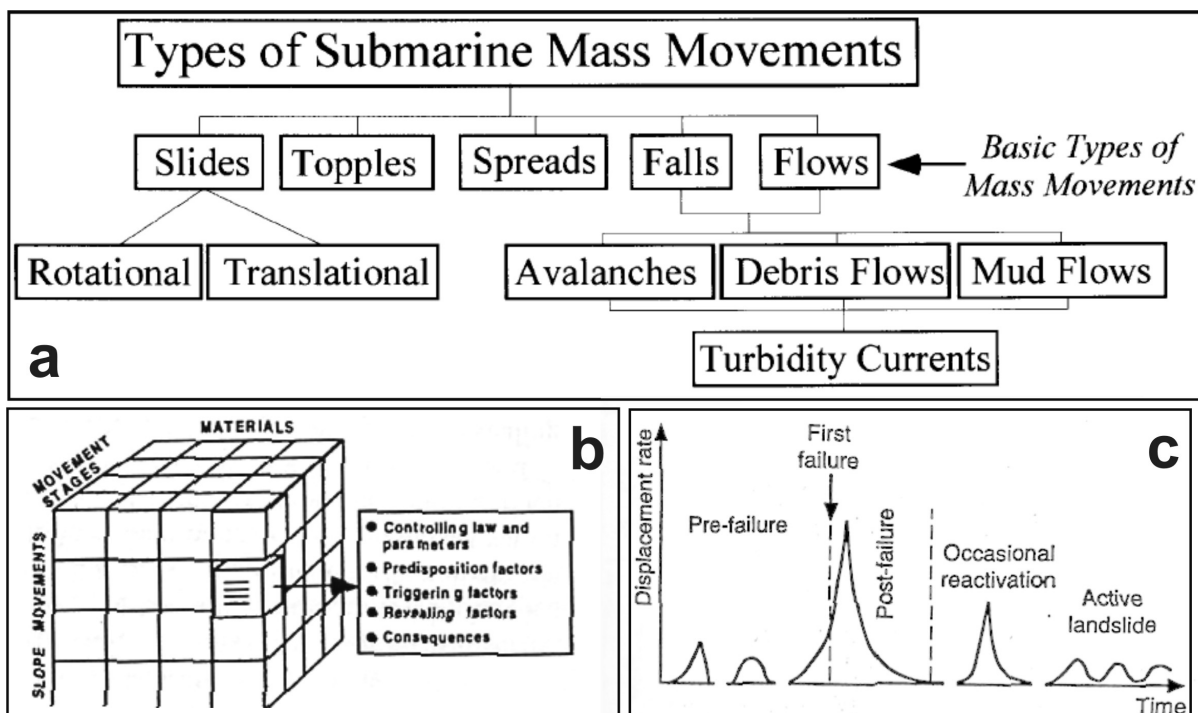
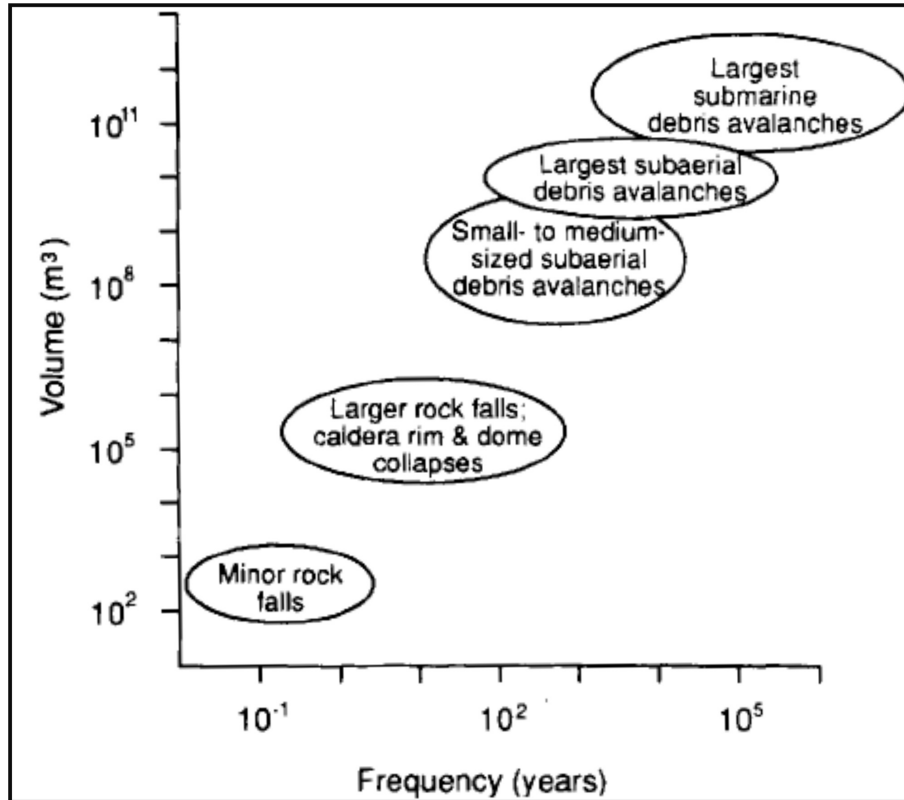


Fig. 1.4 a) Classificazione dei movimenti di massa sottomarini (Locat&Lee, 2000), adeguando lo schema proposto per i corrispettivi fenomeni subaerei dalla Commissione Tecnica sulle Frane dell'ISSMGE.

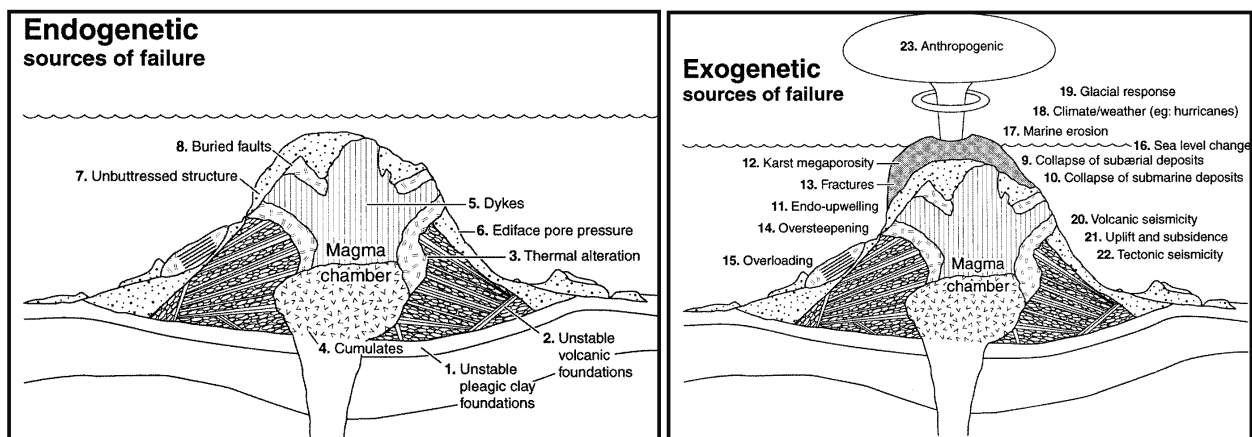
b) Classificazione geotecnica dei movimenti di massa, (c) diagramma tasso di deformazione-tempo dei 4 principali stadi di movimento dei fenomeni di instabilità gravitativa (Leroueil, 1996) .

**Fig. 1.4 a) Classification of offshore mass movement (Locat&Lee, 2000) adapted from subaerial sub-division proposed by the ISSMGE Technical Committee on Landslides (TC-11). b) Geotechnical classification of mass movement; c) “displacement rate-time” diagram for the different movement stages of instability phenomena (Leroueil, 1996).**



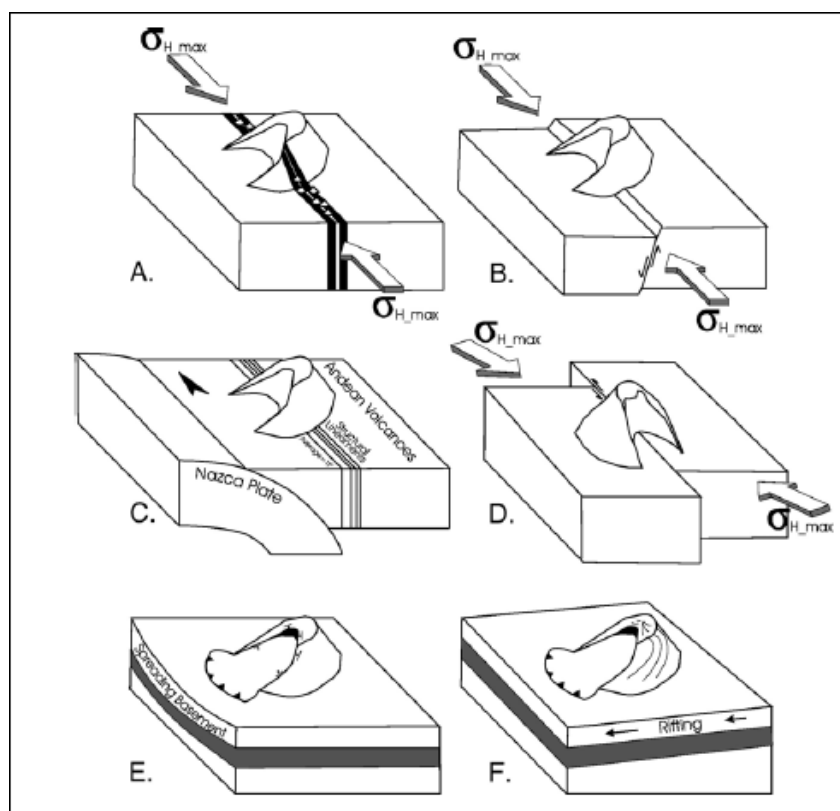
**Fig. 1.5** Diagramma volume-frequenza dei principali fenomeni d'instabilità su edifici vulcanici, in cui si evidenzia la maggiore dimensione dei debris avalanche marini rispetto a quelli terrestri (McGuire, 1996).

**Fig. 1.5** Volume-frequency plot illustrating the range of scales and recurrence times displayed by collapse events in active volcanic terrains (McGuire, 1996). It highlights the larger size of submarine debris avalanche with respect to the subaerial ones.



**Fig. 1.6** Principali fattori che promuovono l'instabilità gravitativa a larga scala su edifici vulcanici, suddivisi in endogenetici ed esogenetici (Keating&McGuire, 2000).

**Fig. 1.6 Main factors (endogenetic and exogenetic) that affect large-scale instability phenomena on volcanic edifices (Keating&McGuire, 2000).**



**Fig. 1.7 Modelli che relazionano gli sforzi tettonici regionali alla direzione di apertura dei settori di collasso in edifici vulcanici. Quest'ultima, in genere, occorre perpendicolarmente: alla direzione di propagazione dei dicchi (A, secondo il modello di Moriya et al., 1980), alla direzione di faglie normali regionali (B, Francis and Self, 1987), a lineamenti strutturali in un contesto di subduzione, come nel caso dei vulcani andini (C, Francis&Wells, 1988). L'apertura dei settori di collasso avviene, invece, ad angolo acuto rispetto allo sforzo massimo orizzontale  $\sigma_{H_{max}}$  nel caso di strutture tettoniche trascorrenti (D, Lagmay et al., 2000). I due ultimi sketch (E e F) mostrano rispettivamente lo sviluppo di collassi di settore nel caso di allargamento del vulcano ad opera del proprio carico (De Vries&Francis, 1997) o controllato dall'inclinazione del sottostante basamento (Wooller&De Vries, 2004).**

**Fig. 1.7 Models showing the relationship of regional tectonic stress and direction of sector collapse development. A) Model of Moriya et al. (1980) showing sector collapse perpendicular to dike propagation and to the  $\sigma_{H_{max}}$ . B) Model of Francis&Self (1987) showing sector collapse perpendicular to the strike of normal faults and the  $\sigma_{H_{max}}$ . C) Model by Francis and Wells (1988) based on observations of sector collapse in Andean volcanoes; sector collapses are perpendicular to the general trend of structural lineaments. D) Model of Lagmay et al., (2000) showing the angular relationship between the direction of sector collapses and the underlying strike-slip fault system. E) Sector collapse of a spreading volcano (de Vries&Francis, 1997). F) Sector collapse of a spreading volcano controlled by dipping substratum (Wooller& de Vries, 2004).**

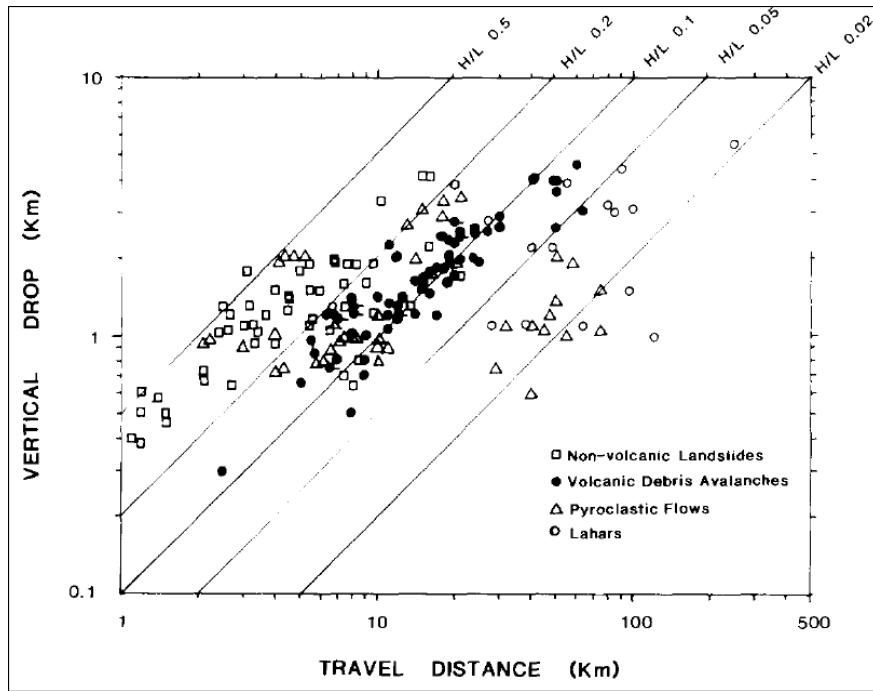


Fig. 1.8 Rapporto  $H/L$ , dove  $L$  è la distanza orizzontale e  $H$  è l'altezza di caduta per debris avalanche vulcanici in relazione ad altri depositi (Siebert., 1984).

Fig. 1.8  $H/L$  ratio ( $L$  indicates run-out distance,  $H$  is height drop) for volcanic debris avalanches and other deposits (Siebert, 1984).

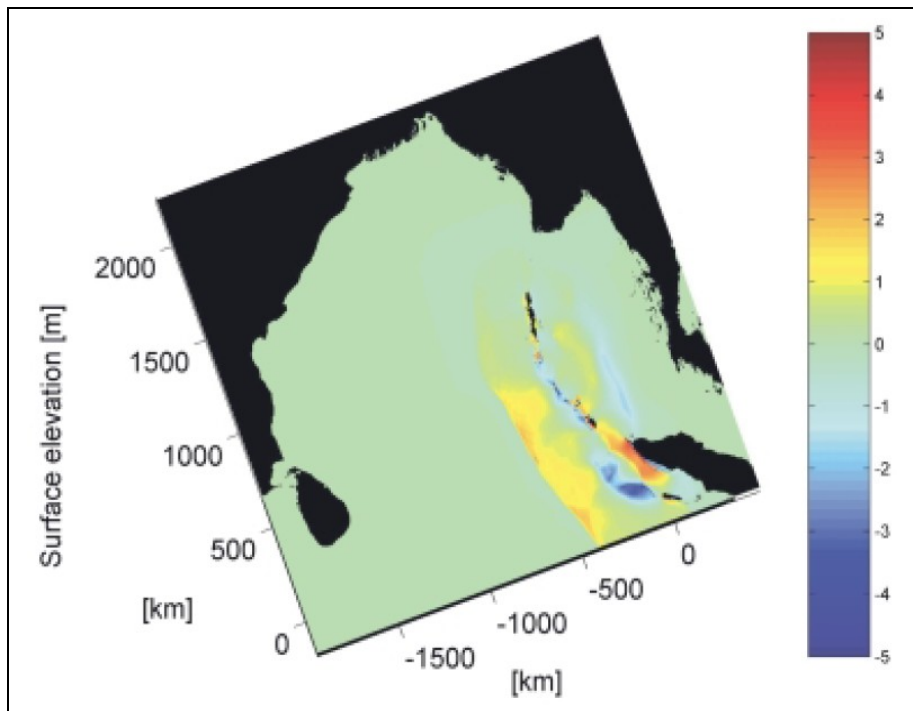
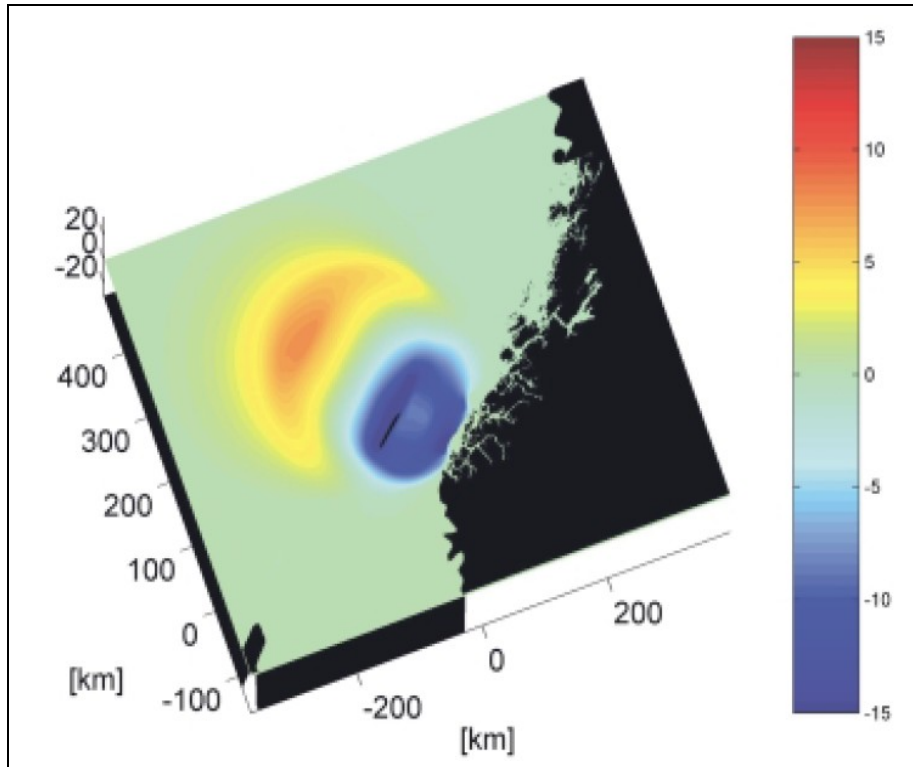


Fig. 1.9 Simulazione della propagazione dell'onda di tsunami (a circa 20 minuti), che ha investito le coste indonesiane nel dicembre 2004. La scala a colori indica l'elevazione superficiale dell'onda (Harbitz et al., 2006).

Fig. 1.9 Perspective of the Indian Ocean Tsunami surface elevation after 20 minutes of simulation. The colour bar shows the surface elevation in m. (Harbitz et al., 2006).



*Fig. 1.10 Simulazione della propagazione dell'onda di tsunami (a circa 30 minuti) generata a seguito della frana sottomarina di Storegga. La scala a colori indica l'elevazione superficiale dell'onda (Harbitz et al., 2006).*

***Fig. 1.10 Perspective of the Storegga slide tsunami surface elevation after 30 minutes of simulation. The colour bar shows the surface elevation in m. (Harbitz et al., 2006).***

## Chapter 2

### *Methodologies and dataset*

This chapter shows the dataset utilized for the thesis (Fig. 2.5) and make a brief review of the different technologies (acoustic methods and seafloor sampling) utilized during marine surveys performed on Stromboli submerged flanks and surrounding areas in the last 15 years from the Universities of Bologna and Roma (Tab. 2.3).

Bathymetric data were acquired in a number of oceanographic cruises aboard the R/V *Thetis*, *Universitatis* and *Urania* between 2002 and 2006. The surveys were carried out with Seabat multibeam systems operating at different frequencies (240-455 kHz in shallow water, 50-100 kHz in deep water) and consequently with variable resolution. Spatial positioning was obtained by means of DGPS. Data processing was performed with non-conventional procedures, using dedicated software (i.e., Caris, Microstation), to recover the maximum possible resolution and to improve the precision and quality of the final results. Daily sound speed profiles and repeated calibration of transducers in areas close to the survey zone were performed. Protocol processing steps encompassed: a) preliminary data re-calibration and depth control; b) manual deletion of spikes and statistical treatment of soundings on each single swath with removal of organized/non-organized noise, c) merging of the swaths and successive application of statistic and geometric filters in order to eliminate residual noises. Digital Terrain Models (DTM) are computed with cell-size ranging from 0.5 m for shallow water (< 100 m bsl) to 15 m (down to 2600 m bsl), while the subaerial DTM is characterized by a 5 m cell-size (Baldi et al, 2005). At higher depth, the DTM is merged with single-beam data acquired in 1995, leading to a net loss of resolution (cell size of 200 m).

Long-range deep-tow side scan sonar surveys have been carried out in late '90s on R/V *Urania* (TOBI) and *Gelendzhik* (MAK-1). TOBI data fully cover the whole eastern and northern flanks of the volcano, while MAK-1 investigated portions of its northern and north-western side. Furthermore, two high-resolution surveys were carried out in the first 1000 m bsl through Edge

Tech DF1000 Side Scan Sonar, working at frequency of 100/500 kHz during *Vulcanit* and *Iddu* cruises. The availability of high-precision multibeam swath bathymetry enabled high-detail relocation of side scan sonar images (especially TOBI mosaic) onto the marine DTM by interpretative matching of homologous morphologies such as blocks, ridges and escarpments.

Several high-resolution seismic profiles (mainly with Sparker source, 1-3.8 kJ) were carried out on the NW flank of Stromboli in the first half of '90<sup>s</sup>. The profiles were acquired as paper seismic record on R/V *Urania*; recently, they have been scanned, graphically contrasted and geo-referenced by means of SeisPro 1.2 software (courtesy of Dott. Gasperini, CNR-ISMAR).

Superficial seafloor sampling were carried out on the NW flank of Stromboli in 1995 by means of box-corer, while dredge and grab were performed on specific targets during *Idducore* cruise (2006) in order to ground-truth backscatter and sea-bottom processes interpretation. Due to the steep and uneven morphology of the seafloor and the coarse nature of the seabed, gravity coring was not successful. Grain size and micropaleontological analyses were realized on recovered samples in order to understand the main erosive-depositional processes acting on the submerged flank of Stromboli. Finally, scuba dives were also realized in the first 60 m bsl during *Iddusub* Cruise (2004).



## Capitolo 2

### Metodologie e dati

Lo studio dei fondali marini viene comunemente realizzato attraverso strumentazioni geofisiche (Fig. 2.1 e Tab. 2.1), che sfruttano la propagazione di onde acustiche attraverso l'acqua, un ottimo mezzo elastico per la loro trasmissione. Questi metodi consistono nel generare un'onda acustica di forma, ampiezza e frequenza opportuna in grado di attraversare spessori d'acqua o di altri materiali, e nel registrare i tempi di ritorno del segnale riflesso tramite trasduttori riceventi, disposti secondo geometrie prefissate.

Le sorgenti acustiche marine possono essere generalmente suddivise in sorgenti risonanti e impulsive:

- a) le *sorgenti risonanti* sono caratterizzate dall'emissione di onde acustiche prodotte dalla risonanza di un cristallo piezoelettrico. Quest'ultimo se sottoposto ad una differenza di potenziale si contrae e si espande producendo una sinusoide definita da una caratteristica frequenza, funzione della dimensione e del tipo di cristallo impiegato. Questo tipo di sorgenti è usato sia nella sismica monocanale ad alta risoluzione (tipo *Sub Bottom Profiler*) che nei *sonar* di tipo attivo (*sonar* a scansione laterale o *Side Scan Sonar* ed ecoscandaglio multifascio o *Multibeam*);
- b) le *sorgenti impulsive* si caratterizzano, invece, per l'improvviso rilascio di energia, prodotto da scariche elettriche (*Sparker*), dispositivi elettromeccanici (*Uniboom*), aria o acqua compressa (*Water/air gun*). I segnali prodotti da queste sorgenti sono caratterizzati da un'ampia banda di frequenza, da un elevato contenuto energetico, da una maggiore durata del segnale rispetto alle precedenti sorgenti e da una relativa incostanza della forma d'onda del segnale.

L'utilizzo delle diverse sorgenti e frequenze ad esse associate è funzione della profondità e dell'obiettivo da investigare, e naturalmente del tipo di materiale presente nel sottofondo (Tab. 2.1); in generale, i materiali attraverso cui l'onda si propaga agiscono da filtro passa-basso, ovvero si ha un maggiore assorbimento delle frequenze più elevate.

I dati acquisiti devono essere poi riferiti ad un sistema di posizionamento spaziale e questo è attualmente ottenuto attraverso il “*NAVSTAR GPS*” (*Navigation Satellite Timing And Ranging Global Positioning System*), che è gestito dal Dipartimento della Difesa Statunitense e permette la localizzazione di un punto nelle tre coordinate spaziali all’interno del sistema di riferimento WGS84. Il “*NAVSTAR GPS*” è costituito da 3 segmenti così distinti:

- 1) Un segmento spaziale, costituito da 24 satelliti (più due supplementari), ciascuno dei quali in orbita pressoché circolare intorno alla Terra, con periodo orbitale per ogni satellite di 12 ore siderali (11 ore e 56 minuti locali). La costellazione di satelliti è strutturata in modo di avere la visibilità di almeno 4 satelliti in qualsiasi posto e ora, a partire da un’elevazione di 15° sull’orizzonte. Inoltre, ogni satellite porta a bordo orologi atomici per garantire un costante e stabile riferimento temporale.
- 2) Un segmento di controllo formato dall’insieme delle stazioni a terra che gestiscono il sistema.
- 3) Un segmento di utilizzo, costituito dall’apparato ricevente utilizzato dagli utenti civili e militari.

La precisione delle misure dipende dal tipo di ricevitore GPS ed è in generale nell’ordine di una decina di metri nelle componenti orizzontali; tuttavia, essa può essere migliorata attraverso l’impiego di un sistema ausiliario differenziale (il DGPS), che fornisce correzioni da applicare al segnale GPS sulla base di stazioni fisse a terra. Queste correzioni possono essere computate sia in fase di *post-processing* che trasmesse in tempo reale (RTK - *Real Time Kinematic*); nel caso del sistema RTK, la correzione diviene meno apprezzabile allontanandosi dalla stazione base a terra ed è in genere limitata ad una distanza di pochi chilometri dalla predetta stazione.

Nei prossimi paragrafi (2.1-2.4) sono dapprima brevemente illustrate in modo generale le principali strumentazioni geofisiche e le operazioni di campionamento del fondale; successivamente viene descritto il dataset a disposizione, le metodologie di elaborazione dei dati adottate nel corso della tesi (2.5).

## 2.1 Ecoscandaglio multifascio (*Multibeam*)

L'eoscandaglio multifascio prevede una complessa architettura del sistema d'acquisizione (Fig. 2.2), costituita da: a) un sistema di posizionamento dinamico, b) una girobussola per l'orientamento del sistema (*yaw*), c) un sensore inerziale (RMU, *Reference Motion Unit*) per la definizione dei parametri di assetto dell'imbarcazione (*roll*, *pitch* e *heave*), d) trasduttori per l'emissione e la ricezione dei segnali acustici, e) un sistema per la gestione ed il controllo dei dati.

È necessario abbinare anche una sonda per il calcolo della velocità delle onde acustiche lungo la verticale della colonna d'acqua (valori di pressione, temperatura e salinità).

Il principio di funzionamento dell'eoscandaglio multifascio prevede l'emissione di un fascio di onde acustiche (*swath*), caratterizzate da un'elevata frequenza (da decine a centinaia di kHz, Tab. 2.2), molto ampio nel piano trasversale alla rotta (tra 50° e 120°) e stretto nel piano ad essa parallelo (da 0.5° a 1.5°). L'incidenza dei fronti d'onda creati dall'emissione di questi impulsi con il fondo porta alla generazione di onde riflesse che vengono rilevate dai trasduttori ricevitori, consentendo di ottenere un profilo batimetrico trasversale alla rotta di navigazione; la giustapposizione di più profili porta alla ricostruzione della batimetria dell'area investigata. Il calcolo delle tre componenti x,y,z dell'area insonificata (*footprint*) si basa su due parametri: l'angolo di incidenza, che è noto e dipende dalla geometria del sistema, ed il tempo di riverberazione dei fronti d'onda.

L'area insonificata da ogni impulso (*beam*) e, quindi, la risoluzione orizzontale dello strumento dipende dalla profondità del fondo e dall'ampiezza acustica dei *beams* stessi, quest'ultima a sua volta relazionata alla geometria del trasduttore. Inoltre, l'ampiezza acustica trasversale di ogni impulso non è costante lungo tutto il fascio, ma diviene via via maggiore con l'aumentare dell'angolo di inclinazione rispetto alla verticale. È importante quindi sottolineare che la misura di profondità acquisita da un impulso rispecchia la media dell'area insonificata, per cui essa non può essere ritenuta una misura strettamente puntuale. La risoluzione verticale diminuisce anch'essa all'aumentare della profondità, ma è anche fortemente influenzata da altri parametri, come i valori

di calibrazione del sensore d'acquisizione e l'entità dell'escursione di marea (soprattutto nel caso di rilievi costieri).

## 2.2 Sonar a scansione laterale (*Side Scan Sonar, SSS*)

Il sonar a scansione laterale (*Side Scan Sonar, SSS*) è uno strumento trainato dal natante (a velocità generalmente comprese tra 2 e 4 nodi, e ad altezze dal fondo marino variabili da pochi fino a centinaia di metri, Figg 2.1 e 2.3), in grado di fornire immagini acustiche ad alta risoluzione del fondale marino, paragonabili a foto aeree. I SSS possono essere suddivisi in due tipologie principali: *long range* e *short range*; i primi utilizzano frequenze di alcune decine di kHz, permettendo di investigare larghe porzioni del fondale (6-60 km) con una risoluzione variabile da alcune decine fino a centinaia di metri (Tab. 2.2). I secondi, invece, lavorano a frequenze più elevate, presentando un più elevato grado di risoluzione (metrica), ma una minore copertura del fondale (1000 m o meno, vedi Tab. 2.2).

Il principio di funzionamento del sonar a scansione laterale è simile per molti aspetti a quello dell'ecoscandaglio multifascio e prevede l'emissione di un ventaglio di onde acustiche (lobo di emissione) molto ampio nel piano trasversale alla rotta (diverse decine di gradi) e stretto nel piano ad essa parallelo (1-2°). In questo caso, i trasduttori riceventi analizzano l'energia diffratta dal fondale (*backscatter*), funzione di tre parametri principali: a) lunghezza d'onda del segnale emesso, b) inclinazione delle superfici riflettenti, c) caratteristiche mesotopografiche o granulometriche del fondale (Blondel e Murton, 1997). Il segnale analizzato viene quindi trasformato in un'immagine a scala di grigi, associando ad ogni valore di intensità di *backscatter* un diverso tono di grigio.

### 2.3 Sismica monocanale ad alta risoluzione

Le prospezioni di sismica a riflessione in mare consistono nel generare onde acustiche in un determinato punto in prossimità della superficie marina e nel registrare i tempi di arrivo delle onde riflesse dalle discontinuità fisiche del sottofondo marino, così da ottenerne una stratigrafia (in tempi). Infatti, quando un'onda intercetta una superficie delimitante due materiali o mezzi a differente impedenza acustica (definita come il prodotto tra la densità del materiale per la velocità del suono in quel mezzo), viene generata un'onda riflessa secondo la legge di Snell, che viene registrata dai trasduttori presenti in superficie.

Le sorgenti sismiche possono essere numerose, mentre quelle utilizzate in questa tesi sono principalmente due: la prima di tipo impulsivo (*Sparker, SPK*) e l'altra risonante (*Sub-Bottom Profiler, SBP*). Lo *Sparker*, in particolare, sfrutta la conducibilità dell'acqua di mare, dove viene fatta scoccare una scintilla tra una serie di elettrodi (portati ad una differenza di potenziale di qualche migliaio di volt) ed un'armatura. La scarica elettrica provoca nell'acqua di mare la creazione di un plasma, che aumentando repentinamente di volume, induce un'onda di pressione. Questo strumento lavora in genere con un *range* di energia trasmessa di 0.2-30 kJ ed è caratterizzato da uno spettro di frequenza compreso tra 100 e 1000 Hz (Tab. 2.2). La frequenza del segnale emesso permette comunemente una buona penetrazione del segnale (in funzione delle caratteristiche del fondo e sottofondo marino), ma una bassa capacità risolutiva (dell'ordine di qualche metro), che può essere ulteriormente degradata dal cosiddetto effetto bolla o *ringing*, che allunga la durata dell'impulso sismico a seguito di oscillazioni secondarie prodotte dall'espansione e successiva contrazione della bolla di plasma generata.

Il *Sub Bottom Profiler*, invece, sfrutta le proprietà dei cristalli piezoelettrici di modificare le proprie dimensioni quando sottoposti ad una differenza di potenziale in una determinata direzione. L'impulso emesso da queste sorgenti è regolato in una stretta banda di alte frequenze compresa tra 2

e 8 kHz (generalmente 3.5 kHz), permettendo quindi di ottenere una elevata risoluzione del sottofondo marino, a scapito della penetrazione del segnale, soprattutto se il fondo è costituito da sedimenti grossolani o roccia.

## 2.4 Campionamenti del fondale

I metodi di campionamento del fondale utilizzati in questa tesi (Fig. 2.4) possono essere suddivisi in due categorie: da una parte bennate e *box corer*, per effettuare campionamenti superficiali di sedimento (allo scopo di ottenere informazioni sui processi sedimentari recenti) e dall'altra i dragaggi, utilizzati per campionare le rocce in situ. Queste diverse tipologie di campionamento sono brevemente descritte di seguito

a) La benna (*grab*) consiste in uno o due "semicilindri" (*Shipek* e *Van Veen*, rispettivamente) che, dopo avere toccato il fondo, si chiudono mediante rotazione, permettendo il recupero a bordo del sedimento superficiale e sub-superficiale, che tuttavia comunemente perde la sua integrità verticale ed orizzontale. La capacità di recupero della benna dipende dalle dimensioni dello strumento, dal suo peso e dalla tipologia del fondale; uno dei problemi più frequentemente associato a tale strumento è l'effetto di dilavamento del sedimento durante la fase di risalita, con perdita della frazione fine.

b) Il *box-corer* è uno strumento a gravità che consente il campionamento e l'osservazione di un certo spessore di sedimento, con una profondità di penetrazione variabile comunemente tra 20 e 50 cm. Esso è costituito da una armatura metallica che si infigge nel sedimento; tramite una pala automatica di chiusura, infatti, il campione viene bloccato all'interno della scatola, risultando generalmente "indisturbato", cioè con la preservazione delle eventuali strutture sedimentarie ad esso associate.

c) La draga (*dredge*) è costituita da un grosso cilindro metallico con un'estremità aperta a bordo dentato e l'altra chiusa da un reticolato metallico a maglie grossolane fisso al cilindro. Lo strumento

viene calato dalla poppa della nave in movimento attraverso un cavo di acciaio e trascinato sul fondo per permettere alla dentatura di strappare materiale in situ dalle pareti rocciose. Durante alcune delle campagne oceanografiche effettuate, una rete a maglie più strette è stata fissata all'interno della draga in modo di poter recuperare anche materiale sciolto più o meno fine nel transetto di dragaggio.

## 2.5 Dati utilizzati e metodologie di elaborazione

Il set di dati utilizzato per questo studio è stato raccolto durante numerose campagne oceanografiche, svoltesi dall'Università di Bologna e Roma "La Sapienza" a partire dal 1991 fino all'inizio del 2006 a bordo delle N/O *Minerva*, *Urania*, *Thetis* (C.N.R.), *Universitatis* (CoNISMa), oltre che su piccole imbarcazioni di diporto (Tab. 2.3).

Il set di dati geofisici comprende dati ecometrici a fascio singolo e multi-fascio, sonar a scansione laterale e profili sismici ad alta risoluzione. Tali dati sono stati recentemente integrati (2004-06) da campionamenti del fondale (dragaggi, bennate e box-corer) ed immersioni subacquee (Fig. 2.5).

Lo scrivente ha partecipato attivamente alla maggior parte delle campagne effettuate tra il 2003 ed il 2007, sia per quanto concerne la fase di acquisizione ed elaborazione dei dati geofisici, che nella progettazione e realizzazione di campionamenti ed immersioni subacquee. Di seguito vengono brevemente illustrati i dati a disposizione per questo studio e le metodologie di elaborazione utilizzate.

**Batimetria:** è stata ottenuta attraverso l'integrazione di diversi rilievi ecometrici, realizzati con ecoscandaglio a singolo fascio e multifascio (*multibeam*). Questi ultimi, in particolare, hanno previsto l'utilizzo di strumentazioni operanti a diversa frequenza e potenza (*Reson Seabat* 8125, 8101 8111 ed 8160), durante una serie di campagne di ricerca svolte tra il 2002 ed il 2006 (Tab. 2.3), finanziate sia da progetti INGV-GNV che dal DPC (Dipartimento della Protezione Civile) a

seguito dell'evento di frana-maremoto del dicembre 2002. I dati sono stati acquisiti nel sistema di riferimento WGS84 33N con posizionamento GPS, DGPS e RTK (*Real Time Kinematics*).

I dati sono stati successivamente elaborati (vedi sotto), portando alla generazione di modelli digitali del terreno (DTM) ad alta risoluzione, con dimensioni di cella variabili da 0.5 m in acqua bassa (primi 100 m di profondità) fino a 20 m in acqua profonda (circa 2500 m di profondità). A maggiori profondità, i dati *multibeam* sono stati integrati sia con punti quotati acquisiti mediante ecoscandaglio a singolo fascio (campagna *Urania* 1995, Tab. 2.3), che con quelli derivati dalla vettorializzazione delle isobate del Tirreno Centro-meridionale (equidistanza 100 m), pubblicate in Marani et al. (2004). Questa integrazione ha portato ad una netta degradazione del DTM totale, che se si include il settore profondo (fino a 3000 m di profondità, Fig. 2.5) presenta una griglia di 200 m. L'elaborazione dei dati è stata realizzata presso l'Università di Roma "La Sapienza" tramite l'utilizzo di procedure non convenzionali (Bosman, 2004) applicate a *software* commerciali (ad esempio, *Caris Hip and Sips*, *Microstation*, *Surfer*), che hanno permesso da una parte di recuperare la massima risoluzione possibile dai dati e dall'altra di ottenere un controllo sui principali parametri che determinano la precisione dei punti quotati nelle tre direzioni spaziali. Queste procedure prevedono: una prima fase di calibrazione dei parametri di assetto dell'imbarcazione (*roll*, *pitch*, *yaw*), compensazione delle escursioni mareografiche, controllo del segnale GPS\DGPS e della velocità del suono in acqua, allo scopo di eliminare possibili errori strumentali. Ogni strisciata *multibeam* è successivamente sottoposta ad un *editing* manuale ed all'applicazione di filtri statistici\geometrici per l'eliminazione di rumore localizzato e non, generato da processi di interferenza acustica e di riflessioni multiple, subiti dai fronti d'onda durante la loro propagazione nella colonna d'acqua. Le strisciate così elaborate vengono integrate all'interno di un singolo mosaico, che è sottoposto ad un ulteriore *editing* manuale ed all'applicazione di ulteriori filtri per eliminare *spikes* residui, localizzati principalmente nelle zone di sovrapposizione tra strisciate contigue. I dati "puliti" vengono quindi interpolati attraverso specifici algoritmi (*Kriking*, inverso della distanza, ecc.) in una maglia regolare di punti (*grid*), la cui inter-distanza dipende della distribuzione e



densità spaziale dei punti, generalmente decrescendo con l'aumento di profondità. Questi *grid* sono stati visualizzati sotto forma di rilievi ombreggiati, curve batimetriche e superfici 3-D tramite specifici *softwares* (*Surfer*, *Global Mapper*, *Microstation*, ecc.)

**Sonar a scansione laterale (SSS):** questi dati sono stati principalmente acquisiti precedentemente alle ricerche di questa tesi, cioè durante le campagna oceanografica Unesco “*TTR4*” (*Training-Through-Research 4*), realizzata nel 1994 a bordo della N<sup>o</sup> *Gelendzhik* con la strumentazione MAK-1 (frequenza di 30 kHz) e “*T.I.Vol.F*” (*TOBI in the Italian Volcanic Island*) ed a bordo della N<sup>o</sup> *Urania* nel 1998, con il SSS a traino profondo TOBI (frequenza di 30 kHz) nell'ambito del progetto EASSS (*European Access to Sea floor Survey System*). I dati TOBI, in particolare, hanno permesso la mappatura sonar delle porzioni sommerse dello Stromboli (ad eccezione del settore sud-occidentale) ed aree limitrofe da circa 400 fino ad oltre 3000 m di profondità (Canyon di Stromboli e parte della Piana del Marsili) con una risoluzione dell'ordine di alcune decine di metri (Chiocci et al., 1998), mentre i dati MAK-1 sono limitati ad alcuni settori a nord dell'edificio di Stromboli (Fig. 2.5). La parte meno profonda dell'edificio (dalla costa fino a 1000 m di profondità) è stata, inoltre, localmente investigata con sonar a scansione laterale del tipo Edge Tech DF1000 100/500 kHz (campagne *Vulcanit* e *Iddu*, Tab. 2.3), che ha permesso di caratterizzare con estremo dettaglio (risoluzione sub-metrica) alcune morfologie presenti nel settore costiero.

I dati sonar sono stati elaborati a bordo della N<sup>o</sup> *Gelendzhik* nel caso del MAK-1 (Limonov et al., 1995) e tramite l'utilizzo dei *software* PRISM (Le Bas et al., 1995) ed ERDAS presso il *Southampton National Centre* nel caso del TOBI (Bosman, 2004). L'elaborazione dei dati sonar ha previsto, in una prima fase, l'applicazione di correzioni geometriche e radiometriche alle immagini ottenute, a cui è seguita una fase di georeferenziazione, equalizzazione e mosaicatura dei raster (Le Bas&Mason, 1997). Tuttavia, uno dei punti critici nell'elaborazione di questi dati consiste nella corretta georeferenziazione dei raster, in quanto la posizione del veicolo trainato dall'imbarcazione è generalmente ottenuta (a meno di sistemi di posizionamento complessi e costosi, basati su triangolazioni tra *trasponder*) attraverso l'applicazione di semplici relazioni geometriche

intercorrenti tra il segnale GPS della nave, l'estensione del cavo e la profondità del veicolo. Queste variabili introducono nel calcolo errori di posizionamento variabili da decine di metri fino a qualche chilometro, in funzione della profondità di investigazione e di altri fattori ambientali.

I dati TOBI presentati in questa tesi sono stati quindi ri-localizzati con maggiore precisione dallo scrivente sulla base della batimetria ad alta risoluzione attualmente disponibile, attraverso l'individuazione di morfologie omologhe (blocchi, scarpate, canali, etc) nei due diversi dataset.

In dettaglio, questa operazione consiste nell'associare ad ogni pixel dell'immagine sonar le coordinate "corrette", estrapolate dal modello digitale del terreno, attraverso l'applicazione di una serie di correzioni (traslazione, rotazione e deformazione angolare) per la deformazione delle immagini.

La corretta georeferenziazione dei dati permette successivamente di poter drappeggiare i dati sonar al di sopra della batimetria tramite *software* specifici (*Surfer*, *Microstation*, *Global Mapper* e *Fledermaus*), al fine di rendere più semplice e completa la loro interpretazione.

**Profili di sismica monocanale ad alta risoluzione:** questi dati comprendono prevalentemente un fitto reticolo di profili acquisiti nel corso della campagna *Urania 1995* con sorgente Sparker a 4.5 kJ in corrispondenza del settore nord-occidentale di Stromboli e del tratto terminale del Canyon di Stromboli, per una lunghezza totale di circa 1220 km (Fig. 2.5). Un altro set di profili sismici, ma con sorgente Sparker a 300-500 joule, sono stati eseguiti nei primi 200 m di profondità per studiare la distribuzione e struttura interna delle piattaforme costiere presenti lungo le porzioni NE e SW dell'edificio vulcanico (campagna *Cata 1993*, Tab. 2.3). Tali dati sono stati da me rilocalizzati sulla base della batimetria ad alta risoluzione ed analizzati (vedi oltre).

Sono stati analizzati anche profili di sismica monocanale ad altissima risoluzione, acquisiti mediante l'utilizzo di sorgenti sismiche *Sub bottom Profiler* montate sui veicoli a traino profondo TOBI e MAK-1, con frequenza rispettivamente di 7.5 e 4.9 kHz. L'elevata frequenza del segnale emesso e la relativamente breve distanza tra strumento ed il sottostante fondo (circa 400 m per il

TOBI) hanno permesso di caratterizzare la facies acustica dei primi metri di sedimento con un elevato dettaglio. Infine, numerosi altri profili di sismica monocanale acquisiti con sorgente *Sparker 3.5 kJ* e *Sub Bottom Profiler Datasonic Chirp II* durante varie campagne oceanografiche sono stati visionati, sebbene nessuno di essi sia stato direttamente inserito nella tesi.

La quasi totalità dei dati di sismica monocanale utilizzati in questa tesi era stata acquisita in maniera analogica (ovvero i profili riprodotti su supporto cartaceo); essi quindi non possono essere sottoposti ad un vero e proprio *processing*. I profili analogici sono stati quindi digitalizzati in formato *bitmap*, contrastati graficamente e successivamente georeferenziati attraverso l'ausilio del software "SeisPro" versione 1.2 (*Processing of High-Resolution Seismic data*, realizzato dal dott. Luca Gasperini, ISMAR-CNR di Bologna), allo scopo di facilitare la loro analisi e di ottenere una più accurata e precisa mappatura dei principali riflettori sismici.

**Campionamenti ed immersioni subacquee:** I campionamenti del fondale sono stati realizzati durante tre campagne di ricerca effettuate rispettivamente nel 1991, 1995 e nel 2005. Le prime due hanno previsto essenzialmente l'utilizzo di *box corer* lungo il fianco nord-occidentale dello Stromboli e sottostante Canyon di Stromboli per ricostruire i processi di ri-sedimentazione gravitativa recente sul fianco sommerso NW di Stromboli (vedi cap. 5). L'ultima campagna (*Idducore*, Tab. 2.3, a cui ho partecipato personalmente) ha, invece, previsto la realizzazione di numerose bennate e dragaggi in corrispondenza dei principali lineamenti vulcanici ed erosivo-deposizionali individuati lungo le porzioni sommerse dell'edificio attraverso un'analisi a priori dei dati ecometrici e sonar a disposizione. Il settore costiero è stato, infine, oggetto di numerose osservazioni dirette ed immersioni subacquee durante la campagna *Iddusub* (Tab. 2.3, da me progettate), principalmente allo scopo di tarare le diverse facies acustiche riconosciute, raggiungendo, in questo caso una profondità massima di 60 m.

Le analisi granulometriche sui campioni di sedimento sono state effettuate tramite setacciatura a secco (campioni con bassa percentuale di silt ed argilla) e per via umida (sabbia e silt) presso l'Università di Liverpool (dalla dott.ssa Marilena Borghini, per quanto riguarda i campioni

recuperati nelle campagne *Minerva 1991* e *Urania 1995*) ed al Dipartimento di Scienze della Terra di Roma “La Sapienza” (per i campioni presi durante la campagna *Idducore* dal dott. Massimiliano Puleio). In questo secondo caso, i parametri granulometrici statistici più importanti (media, moda, mediana, asimmetria, etc) sono stati calcolati tramite le formule di Folk&Ward (1957), mentre il grado di arrotondamento dei clasti è stato stimato visivamente, utilizzando le tavole di Krumbein (1941). Questi dati verranno discussi al cap. 6.

Una parte dei campioni (sia rocce che sedimenti) è stata anche sottoposta ad analisi di fluorescenza XRF utilizzando spettrometri automatici di massa (modello PW1480 e PW1410) presso i laboratori di CNR-IGG (Roma) e dell’Università di Bologna (dallo scrivente), in modo da ottenerne la composizione petro-chimica.

Infine, presso l’Università di Roma “La Sapienza” è stato effettuato il riconoscimento delle specie di foraminiferi presenti nei diversi campioni di sedimento recuperati durante la campagna *Idducore* (300 individui per campione, ove possibile, grazie al dott. Virgilio Frezza), allo scopo di studiarne la distribuzione spaziale ed ottenere utili informazioni sui processi sedimentari recenti agenti lungo le pendici sommerse dello Stromboli.

## Figure e tabelle

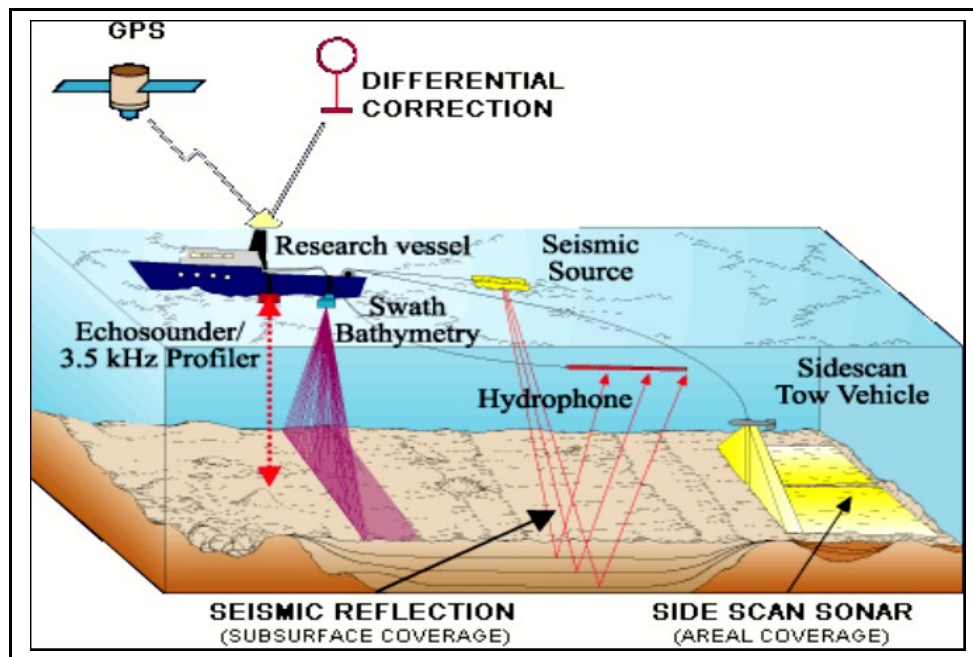


Fig. 2.1 Metodi acustici di indagine dei fondali

Fig. 2.1 Acoustic technologies utilized for marine surveys

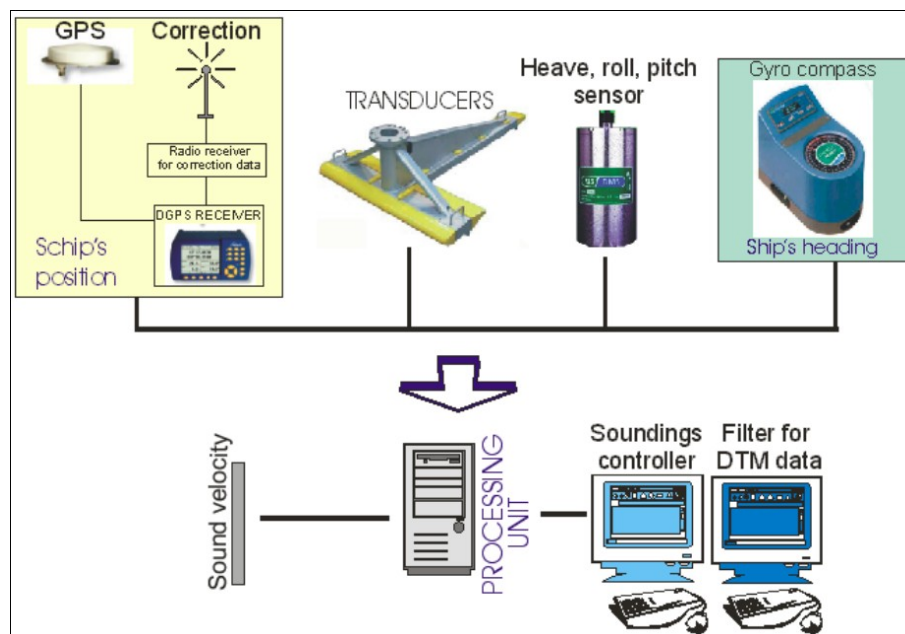


Fig. 2.2 Architettura del sistema multibeam

Fig 2.2 Multibeam system architecture

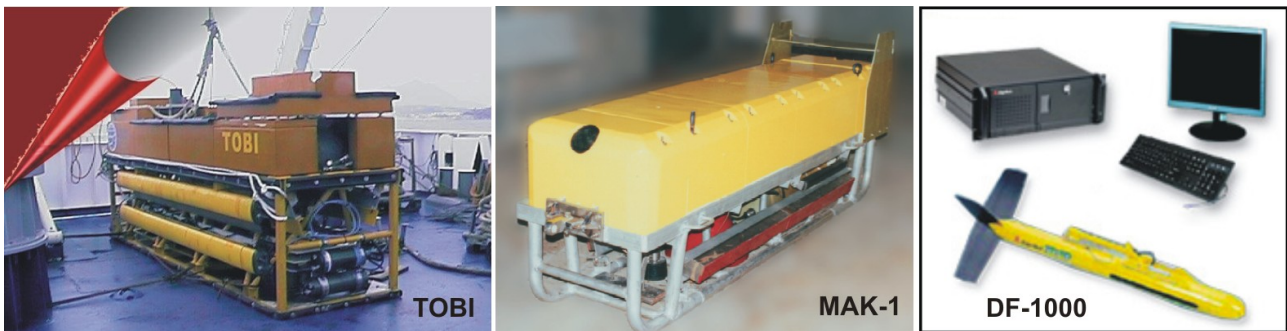


Fig. 2.3 Immagini dei sonar a scansione laterale utilizzati nelle campagne effettuate a Stromboli.

Fig 2.3 Side Scan sonar systems utilized in marine surveys at Stromboli.

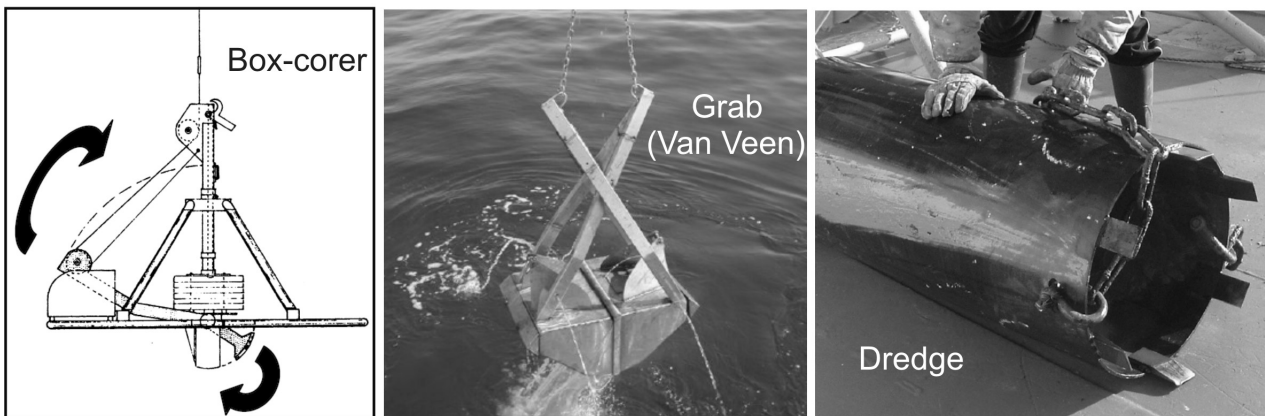


Fig. 2.4 Strumentazioni per il campionamento dei fondali utilizzate nelle campagne effettuate a Stromboli (box-corer, benna e draga).

Fig. 2.4 Technologies utilized for seafloor sampling at Stromboli (box-corer, grab and dredge).



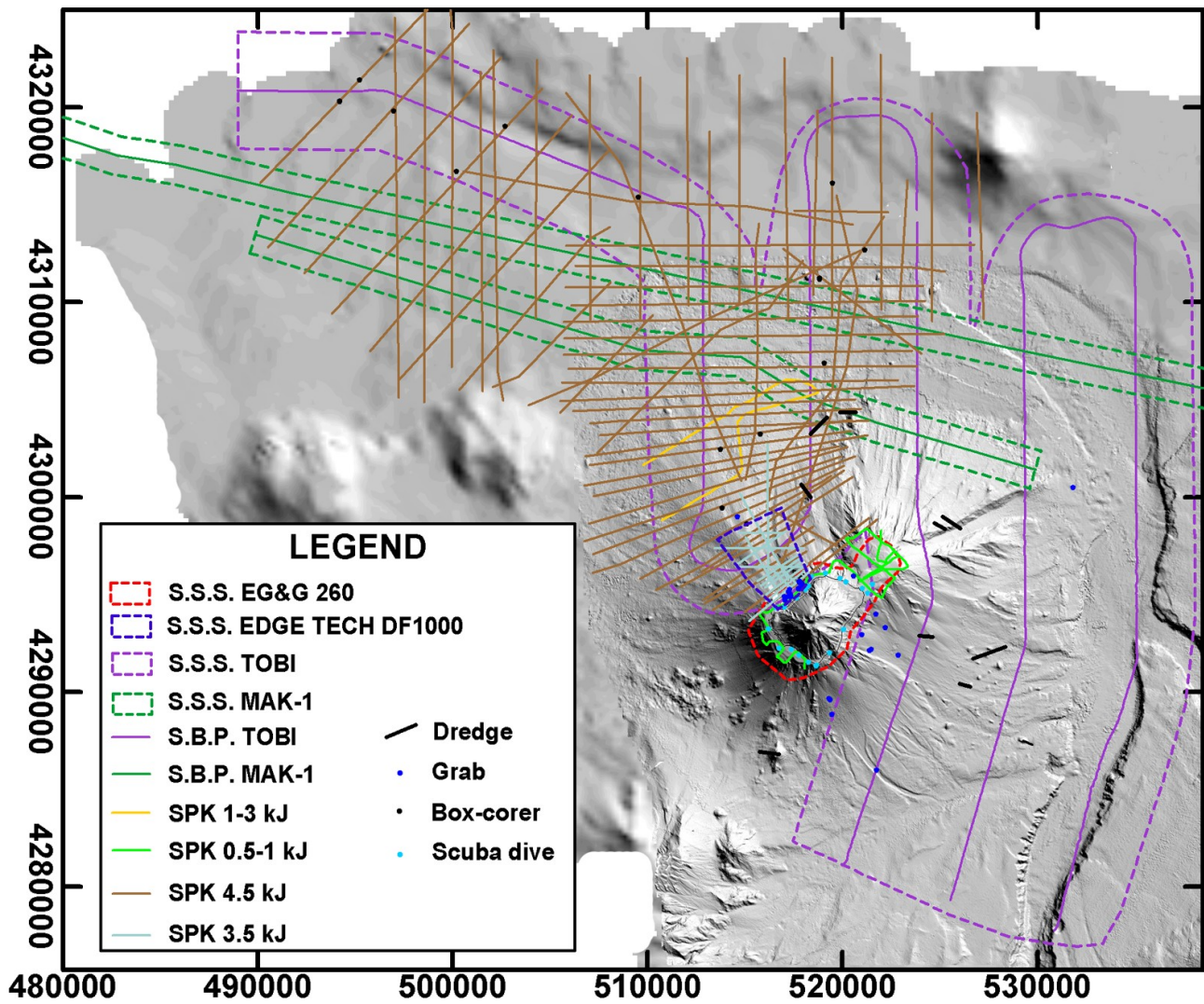


Fig. 2.5 Mappa di localizzazione dei dati utilizzati in questa tesi; SSS = Side Scan Sonar, SBP = Sub Bottom Profiler, SPK = Sparker. Per dettagli tecnici sulle strumentazioni vedi Tab. 2.3 e testo.

Fig. 2.5 Location map of dataset utilized in this thesis. SSS = Side Scan Sonar, SBP = Sub Bottom Profiler, SPK = Sparker. For technical details see Tab 2.3 and text.

Metodologia d'indagine	Frequenza	Penetrazione	Scopo
Multibeam	≈ 50-500 kHz	non desiderata	Misura di profondità del fondale
Side Scan Sonar	≈ 30-400 kHz	non desiderata	Immagine acustiche del fondale, basate sull'intensità di backscatter
Sismica monocanale ad alta risoluzione (SBP-SPK)	≈ 0.1-10 kHz	Spessori limitati di rocce incoerenti	Stratigrafia di dettaglio delle prime decine di metri di sedimento
Sismica mono e multicanale profonda	≈ 1-100 Hz	Spessori notevoli di sottofondo	Indagini penetrative, spesso di tipo strutturale

Tab 2.1 Tecniche di geofisica marina più utilizzate per lo studio dei fondali marini in funzione della frequenza, penetrazione e obiettivo dell'indagine

**Tab. 2.1 Main geophysical techniques utilized for marine surveys according to frequency, signal penetration and survey objective.**

<b>Multibeam</b>	<b>Frequency (kHz)</b>	<b>Swath width</b>	<b>Range depth (m)</b>
<b>8125</b>	455	120°	0-120
<b>8101</b>	240	150°	1-340
<b>8111</b>	100	150°	5-1000
<b>8160</b>	50	4x	100-3000
<b>Side Scan Sonar</b>	<b>Frequency (kHz)</b>	<b>Swath width</b>	<b>Range depth (km)</b>
<b>DF 1000</b>	100 - 500	1200 – 50 m	1
<b>TOBI</b>	30	6 km	0.4-11
<b>MAK-1</b>	30 or 100 kHz	2 km o 500 m	-

*Tab 2.2 Specifiche tecniche dei modelli di multibeam e sonar a scansione laterali utilizzati nei rilievi a Stromboli*

**Tab 2.2 Technical specifications of Multibeam and Side Scan Sonar systems utilized for surveys at Stromboli.**

<b>Survey</b>	<b>Date</b>	<b>Vessel</b>	<b>Activities</b>	<b>Positioning</b>
MINERVA 1991	1991	R/V MINERVA	SPARKER (1-3 kJ) & SAMPLING (BOX-CORER)	LORAN C
CATA 1993	1993	INCAURINA MARIANNA	SPARKER (0.5-1 kJ)	GPS
TTR4	1994	R/V GELENDZHIK	MAK-1 SSS (30kHz) & S.B.P. 4.9 kHz	GPS
URANIA 1995	1995	R/V URANIA	SPARKER 4.5 kJ & ECHOSOUNDER & SAMPLING (BOX-CORER)	GPS
TIVOLI	1998	R/V URANIA	TOBI SSS (30 kHz) & S.B.P. 7.5 kHz	GPS
VULCANIT	2002	R/V THETIS	MULTIBEAM 8111 (100 kHz) & SSS EG&G 260 (100/500 kHz)	DGPS
C.C.E	01/2003	CP875	MULTIBEAM 8101 (240 kHz)	DGPS
IDDU	02/2003	R/V URANIA	MULTIBEAM 8101 (240 kHz) & SSS EDGE TECH DF1000	DGPS
IDDUTU	03/2003	R/V THETIS	MULTIBEAM 8111 (100 kHz)	DGPS
IDDUTRI	04/2003	R/V THETIS	MULTIBEAM 8111 (100 kHz) , SPARKER 3,5 KJ	DGPS
IDDUFOR	07/2003	ALSEA	MULTIBEAM 8125 (455 kHz) & MULTIBEAM 8101 (240 kHz)	RTK
ELEONORA	09/2003	R/V URANIA	MULTIBEAM 8160 (50 kHz)	DGPS
IDDUFAIV	12/2003	ALSEA	MULTIBEAM 8125 (455 kHz)	RTK
IDDUSUB	07/2004	SMALL BOAT	SCUBA DIVING	GPS
IDDUSICS	08/2004	R/V UNIVERSITATIS	MULTIBEAM 8160 (50 kHz)	DGPS
IDDUCORE	12/2005 -01/2006	R/V URANIA	SAMPLING (GRABS & DREDGES)	DGPS

*Tab. 2.3 Campagne di ricerca effettuate a Stromboli ed aree limitrofe, con la descrizione delle strumentazioni e dei sistemi di posizionamento utilizzati.*

**Tab 2.3 Oceanographic cruises performed at Stromboli, with the indication of available technologies and positioning systems.**



## Chapter 3

### *Morpho-structural setting and evolution of Stromboli edifice*

This chapter is dedicated to a brief description of morpho-structural setting and evolution of Stromboli edifice, which represents the coalescence of two volcanoes (Stromboli and Strombolicchio), the latter being no longer active. Stromboli rises for about 3000 m above the surrounding seafloor and it is characterized by a persistent Strombolian activity during the last 2 ka (Rosi et al., 2000). The edifice lies up on thinned continental crust (Morelli et al., 1975) and it is broadly symmetrical about a NE-SW trending axis, along which the alignment of major vents, dikes and eruptive fissures is recognized on the island. The geometry of this NE-SW weakness axial zone (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001) is likely controlled by regional tectonic stresses (Zanchi & Francalanci, 1989; Gabbianelli et al., 1993) and led to the preferential development of large-scale sector collapses at both unbuttressed sides of the axis (i.e., NW and SE), testified by well-marked scars, coupled with the identification of hummocky terrains and buried chaotic deposits on the foot of the slopes.

The differences between these unbuttressed sides and the more stable (buttressed) NE and SW flanks are also clearly pointed out through graphs of median and interquartile range of surface gradients (Fig. 3.3) computed from DTM of Stromboli Volcano by adopting the approach of Mitchell et al. (2002). Moreover, the buttressed flanks are also marked by two well-developed shore platforms, likely related to Late-Quaternary sea-level fluctuations (Chiocci and Romagnoli, 2004, see also chapter 6).

Although the main NE-SW trend is also reflected by the lengthening of the edifice, a more complex structural pattern can be depicted on the basis of bathy-morphological data (Bosman et al., submitted, Fig. 3.4a), with the recognition of peculiar structural features, such as the Strombolicchio Canyon (in the NE part) that affect the development of the edifice in earlier stages. These trends are mainly represented by N64°E (Fig. 3.4b) and N-S direction (Fig. 3.4c), and by volcanic structures radially oriented to the cone (Fig. 3.4c).

The volcano-tectonic evolution of the edifice is mainly related to subaerial part (about 2% of the entire edifice), therefore representing only the recent history of the volcano (about 100 ka, Gillot&Keller, 1993). It has been marked by the alternation of constructive and destructive phases; the latter significantly modified the structure and the magmatic activity of the volcano, and they are used to sub-divide its geological evolution. Two main cycles are recognized (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993, see also Fig. 1): the older one (100-13 ka ago) is characterized by three summital caldera collapses and by two sector collapses along the eastern flank (Pasquarè et al., 1993; Finizola et al., 2003; see also chapter 4); related volcanic products crop out mainly in the SE and E part of the island (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). Conversely, the recent cycle (13 ka ago to the present) is marked by 3 or 4 nested collapse (Finizola et al., 2002; Tibaldi, 2001, respectively) affecting the NW flank of the volcano, the last one left the famous Sciara del Fuoco, a large and well-marked depression that prolongs into the sea, down to -700 m; related products are delimited to the N and NW sectors.

## Capitolo 3

### *Assetto morfo-strutturale ed evoluzione dell'edificio di Stromboli*

L'isola di Stromboli è la più settentrionale dell'arco Eoliano, ed è situata nel Tirreno Centro-Meridionale tra le coste della Sicilia e della Calabria. L'isola rappresenta la sommità emergente (massima quota circa 920 m) di un largo e ripido stratovulcano andesitico-basaltico, costituito dalla coalescenza di due centri vulcanici (Stromboli e Strombolicchio, quest'ultimo datato a circa 200 ka da Gillot&Keller, 1993) la cui base è localizzata tra 1400 e 2700 m di profondità (vedi carta batimetrica in allegato). L'edificio vulcanico giace al di sopra di una sottile crosta continentale spessa circa 20 km (Morelli et al., 1975) ed il suo sviluppo (Tardo-Quaternario per quanto riguarda le porzioni emerse) è stato principalmente controllato da strutture tettoniche regionali orientate in direzione SW-NE, come dimostrato dal fatto che la maggior parte dei dicchi, crateri e fessure eruttive sull'isola sono allineate lungo tale direzione (Fig. 3.1, Zanchi&Francalanci, 1989; Pasquare et al, 1993). L'influenza del trend SW-NE è testimoniata anche a mare dall'allungamento dell'edificio in tale direzione per circa 20 km e dall'evidente simmetria dei fianchi vulcanici rispetto a tale asse (Gabbianelli et al., 1993; Bosman et al., in corso di accettazione). Questa zona di debolezza assiale ha, inoltre, favorito lo sviluppo di fenomeni di instabilità gravitativa ad ampia scala normalmente ad essa (Tibaldi, 2001), come comunemente osservato in altri edifici vulcanici in regimi tettonici di tipo estensionale (cap. 1). Faglie minori orientate in direzione N-S, E-W e NW-SE sono anche presenti sull'isola e possono essere relazionate a deformazioni di carattere più locale (Falsaperla&Spampinato, 1999).

La recente acquisizione di dati batimetrici e sonar ad alta risoluzione (cap. 2) ha permesso di caratterizzare con estremo dettaglio anche le porzioni sommerse dell'edificio vulcanico, che rappresentano circa il 98% dell'intero areale e forniscono quindi un quadro più completo sull'assetto morfo-strutturale di Stromboli. In particolare, si è potuto differenziare dal punto di vista bati-morfologico, le porzioni sud-occidentali e nord-orientali dell'edificio (che sembrano essere piuttosto stabili o “*buttressed*”, cioè sostenute) caratterizzate dallo sviluppo di piattaforme costiere

nei primi 120 m di profondità (relazionate alle fluttuazioni eustatiche avvenute nel Tardo-Quaternario; Chiocci&Romagnoli, 2004, vedi anche cap. 6), rispetto i fianchi nord-occidentali e sud-orientali (*unbuttressed*), sede di molteplici collassi di settore, che hanno portato alla formazione di ampie e profonde depressioni nei primi 500-700 m di profondità ed alla messa in posto di estesi depositi di *debris avalanches* nella parte bassa dei fianchi vulcanici (cap. 4 e 5).

Questo assetto è sottolineato dai grafici di pendenza cumulata (Fig. 3.3) calcolati per i diversi fianchi vulcanici di Stromboli utilizzando l'approccio proposto da Mitchell et al. (2002), cioè evidenziando le pendenze medie e la loro variabilità all'interno dei diversi settori sommersi dell'edificio. In particolare, i fianchi nord-orientale e sud-occidentale dell'edificio di Stromboli presentano un andamento simile, definito da basse pendenze nel settore costiero (in corrispondenza delle ampie piattaforme costiere e dei sovrastanti terrazzi deposizionali sommersi) a cui segue un repentino aumento dei gradienti (circa 30°) a profondità superiori di 200-300 m, che poi diminuiscono gradualmente a valori di pochi gradi verso la base dell'edificio. I grafici mostrano anche una relativamente larga variabilità dei gradienti, riflettendo la morfologia irregolare di questi fianchi vulcanici, similmente a quanto osservato per i fianchi costruzionali delle Hawaii, Canarie ed Azzorre (Mitchell et al., 2002 e 2008).

Alcune differenze possono essere, tuttavia, osservate tra i due fianchi in oggetto, in quanto il settore nord-orientale (corrispondente all'antico edificio di Strombolicchio) è generalmente più ripido di quello sud-occidentale, con pendenze medie rispettivamente di 18° e 14° alla profondità di 1000 m. Il fianco sud-occidentale è caratterizzato da un aumento dei gradienti con la profondità tra 1200 e 1500 m di profondità, in relazione all'affioramento di strutture vulcaniche primarie in questo settore dell'edificio (Fig. 3.4c).

Al contrario, i fianchi meno sostenuti dell'edificio (NW e SE) presentano una distribuzione delle pendenze stretta e simmetrica, centrata intorno al valore mediano, similmente a quanto osservato per i fianchi delle isole Hawaii e Canarie interessati da fenomeni d'instabilità gravitativa a larga scala e successiva sedimentazione post-collasso, processi che tendono a regolarizzare la morfologia

dei pendii vulcanici (Mitchell et al., 2002). La variazione della pendenza con la profondità è in questo caso abbastanza regolare, passando da valori superiori a 30° a circa 200-300 m di profondità fino a valori di 5° (o minori) al di sotto di -1500 m, ad eccezione dei primi 200 m di profondità, dove i gradienti sono più bassi a seguito dello sviluppo di lembi di piattaforme costiere e terrazzi sommersi (sebbene di estensione ben più limitata rispetto a quelli individuati lungo i settori sud-occidentale e nord-orientale dell'edificio). Alcune minori differenze possono essere riscontrate tra i due grafici, in quanto il fianco nord-occidentale è generalmente più ripido e si estende a maggiori profondità rispetto a quello sud-orientale, in relazione al maggiore approfondimento dei fondali verso la piana batiale (ad oltre 3000 m di profondità). Nel fianco sud-orientale, al di sotto dei 1600 m di profondità, l'andamento dapprima costante e la successiva inversione delle pendenze può essere, invece, attribuita rispettivamente all'appiattimento del versante alla base del fianco sommerso e alla presenza del ripido bordo occidentale del sottostante Canyon di Stromboli.

La ricostruzione di dettaglio dell'assetto sommerso di Stromboli ha inoltre permesso di identificare altre possibili direzioni preferenziali di sviluppo dell'edificio, come la N64°E e la N-S, associate a ben precisi lineamenti vulcano-tettonici presenti nei fianchi sommersi e viceversa poco rappresentate a terra (Bosman et al., in corso di accettazione; Fig. 3.4). Ad esempio, il Canyon di Strombolicchio, localizzato nella parte nord-orientale dell'edificio tra 1000 e 2000 m di profondità (Fig. 3.4b), è una marcata depressione delimitata da bordi ripidi e alti (circa 200 m), allungati in maniera estremamente rettilinea per circa 8 km lungo la direzione N64°E, cosa che suggerisce un possibile controllo strutturale per il suo sviluppo. Un lineamento morfologico simile è stato individuato nelle porzioni sommerse dell'edificio vulcanico di Haungaroa (parte meridionale dell'arco delle Kermadec) ed interpretato da Wright et al. (2006) come un possibile *fault-bounded flank rift*, interpretazione che può essere invocata anche per il Canyon di Strombolicchio (Bosman et al., in corso di accettazione). Anche recenti studi condotti da Finizola et al. (2002) sulle anomalie di CO<sub>2</sub> e potenziale spontaneo sull'isola di Stromboli, permettono di ipotizzare la presenza, nella parte nord-orientale dell'isola, di un possibile controllo da parte di una struttura tettonica di

interesse regionale orientata in direzione N64°E, il cui prolungamento a mare sembra proprio coincidere con il bordo meridionale del Canyon di Strombolicchio (Fig. 3.4b).

La direzione N-S appare, invece, rappresentata da strette e ripide creste di probabile origine vulcanica, estese da 100 fino ad 800 m di profondità all'estremo SE dell'isola (*Volcanic Ridges* in Fig. 3.4c), che potrebbero a loro volta essere correlate ad una serie di dicchi con analoga direzione, localizzati a terra tra Vallone del Monaco e Cavoni (Fig. 3.1b) e messi in posto durante il periodo del Paleostromboli (Tibaldi, 2003; Corazzato et al., 2008). Tali Autori ipotizzano, infatti, una possibile estensione della camera magmatica verso la parte meridionale dell'edificio durante la costruzione del cono del Paleostromboli I (100-64 ka, Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), diversamente da quanto osservato nella storia evolutiva più recente di Stromboli (a partire dalla costruzione degli edifici del Paleostromboli 2 e 3, 64-35 ka secondo Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), dove si hanno chiare evidenze di una camera magmatica orientata in direzione NE-SW. Sia la direzione N64°E che la N-S sembrano quindi rappresentative di un controllo strutturale sullo sviluppo dell'edificio vulcanico durante i primi stadi di evoluzione dell'edificio, in quanto questi lineamenti si osservano solamente nei settori più antichi.

L'analisi delle porzioni sommerse ha, infine, evidenziato la presenza di strutture vulcaniche orientate anche radialmente al cono vulcanico, quindi direttamente relazionabili agli sforzi indotti dalla sua costruzione. Un esempio è rappresentato dalle strutture sub-coniche presenti nel settore meridionale di Stromboli, che a parte un piccolo edificio vulcanico secondario (Casoni, Gamberi et al., 2006) nella maggior parte dei casi coalescono tra loro a costituire morfologie di tipo mammellonare o *hummocky*, allungate radialmente al cono (Fig. 3.4a e c).

L'evoluzione vulcano-tettonica di Stromboli è stata finora ricostruita principalmente attraverso lo studio della porzione subaerea, nonostante questa rappresenti l'estremità superiore dell'edificio vulcanico e possa quindi fornire informazioni solo sulla storia geologica più recente (ultimi 100 ka circa). Per tale periodo, comunque, è stata riconosciuta l'alternanza di fasi costruttive e distruttive, queste ultime marcate da ben definite discontinuità stratigrafiche, sulla base delle quali sono state

suddivise le principali unità vulcaniche affioranti nell'isola (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Pasquarè et al., 1993). In particolare, sono stati distinti due principali cicli di evoluzione subaerea (Rosi, 1980; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Pasquarè et al., 1993), la cui transizione è marcata da uno spostamento verso nord-ovest dei centri eruttivi e da un significativo cambiamento nella composizione del magma verso composizioni più potassiche. Il primo ciclo, databile tra 100 e 13 ka, è caratterizzato da tre collassi calderici apicali (1, 3a, 3b e 4 in Fig. 3.1b) e da un collasso laterale verificatosi lungo il fianco orientale dell'edificio (2 Fig. 3.1b); i depositi di questa prima fase (unità del Paleostromboli e Vancori in Fig. 3.1a) sono localizzati nei settori orientale e sud-orientale dell'isola. Il secondo ciclo è, invece, definito da 4 collassi di settore coassiali tra loro (Tibaldi, 2001) che hanno interessato il fianco nord-occidentale di Stromboli negli ultimi 13 ka (5, 6, 7, 8 in Fig. 3.1b), l'ultimo dei quali ha dato origine all'attuale depressione della Sciara del Fuoco; i depositi messi in posto durante questa fase (unità del Neostromboli e Stromboli Recente, Fig. 3.1a) sono confinati principalmente nei settori occidentale e settentrionale dell'isola (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). Tali settori presentano nell'insieme una morfologia più regolare rispetto alle porzioni antiche dell'isola, che invece riflettono la più lunga ed intensa degradazione meteorica/erosione subita da questi fianchi. Essi presentano, infatti, un'alternanza di strutture vulcaniche rilevate e profondi canali, attualmente ricoperti da un considerevole spessore di sabbia e cenere vulcanica, legato alla deposizione e successivo rimaneggiamento dei prodotti vulcanici emessi dalla persistente attività stromboliana (Rosi et al., 2000).

L'attività recente/attuale di Stromboli è ubicata all'interno dell'area craterica sommitale, localizzata a circa 750 m di quota, e consiste in esplosioni intermittenti di media-bassa energia (generalmente ogni 10-20 minuti), durante le quali vengono emesse piccole quantità di bombe scoriacee incandescenti, lapilli, cenere e blocchi con altezze comprese tra poche decine fino a centinaia di metri (Rosi et al., 2000). La "normale" attività è tuttavia periodicamente interrotta dall'emissione di flussi lavici e da esplosioni discrete di maggiore energia, definite come "eruzioni maggiori" o "parossismi", a seconda della zona interessata dalla ricaduta dei prodotti (Barberi et al., 1993).

## Figure e tabelle

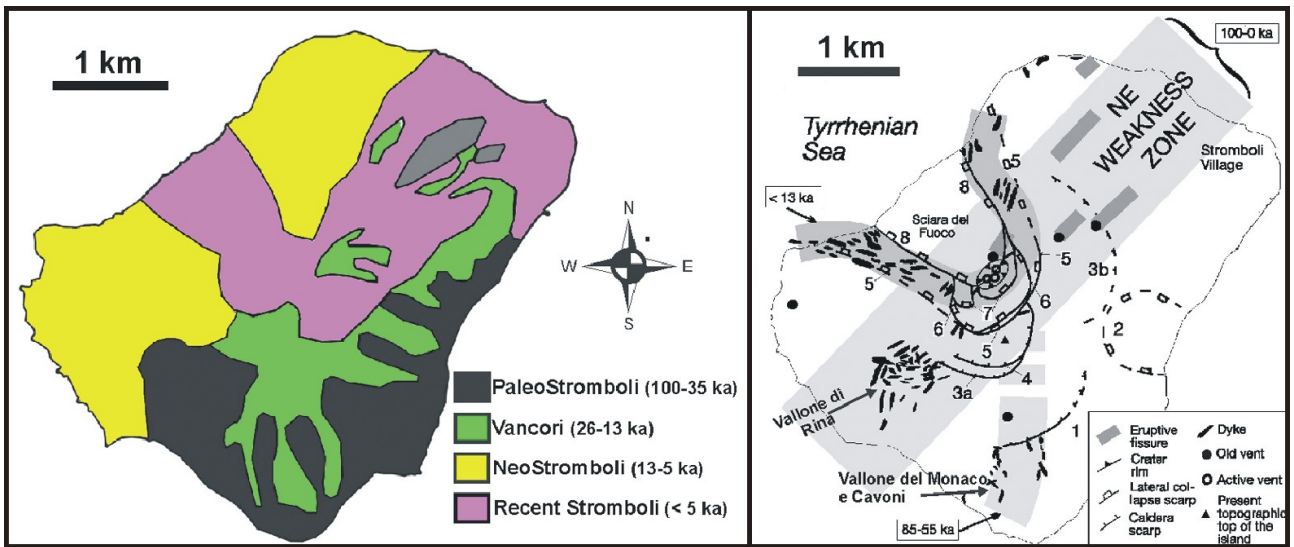


Fig. 3.1 A sinistra, carta geologica semplificata dell'isola di Stromboli da Keller et al. (1993). A destra, schema vulcano-tettonico di Stromboli (modificato da Tibaldi, 2003) con l'indicazione delle principali zone di debolezza o fratture eruttive (in grigio) e relativa età. I bordi calderici ed i settori di collasso sono numerati progressivamente dal più antico al più giovane.

Fig 3.1 To left, simplified geological map of Stromboli island, with the indication of the main volcanic units (modified from Keller et al., 1993). To right, structural sketch of Stromboli with indication of main zones of dyking and relative ages. Rims of caldera and sector collapses are indicated and numbered from oldest to youngest (modified from Tibaldi, 2003).

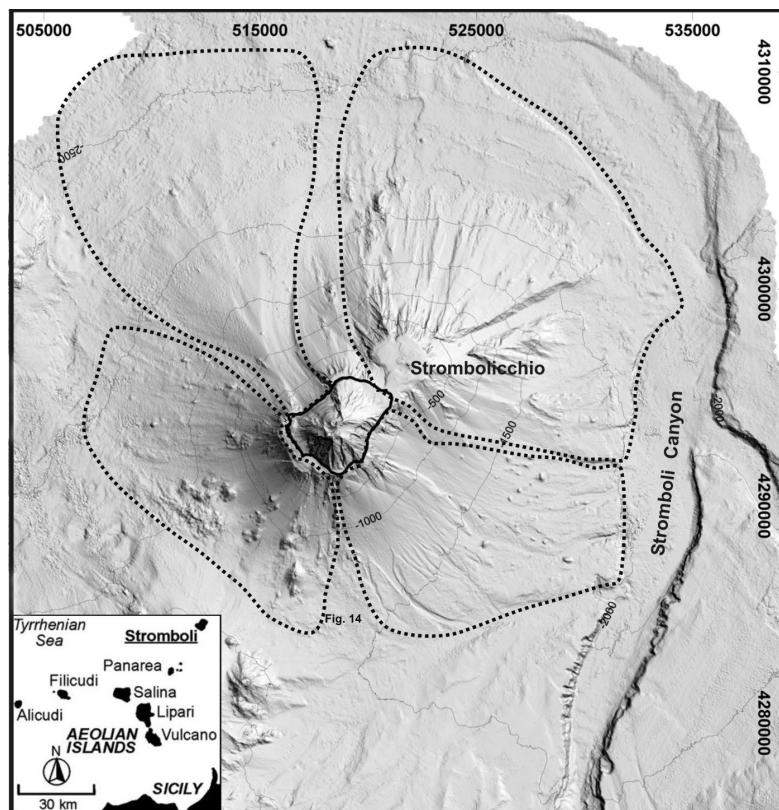
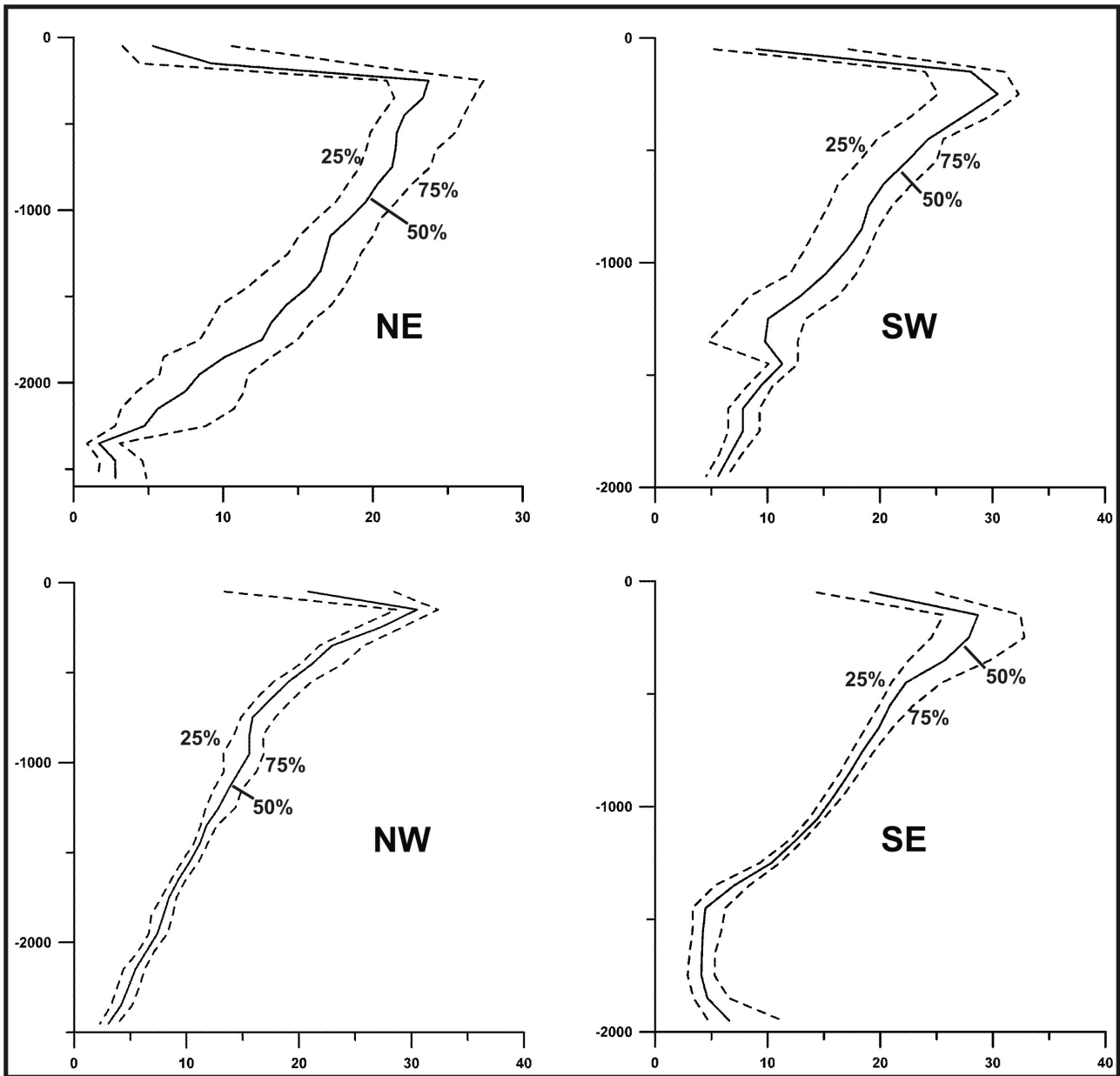


Fig. 3.2 Rilievo ombreggiato dell'edificio vulcanico di Stromboli. I 4 poligoni a punti delimitano le aree utilizzati per costruire i grafici di pendenza in Fig. 3.3.



**Fig. 3.2 Shaded relief image of Stromboli edifice; the four polygons, delimited by dotted lines, outline the areas used to compute slope distributions depicted in Fig. 3.3.**



**Fig. 3.3** Grafici di pendenza cumulata per i fianchi sommersi “buttressed” (in alto) e “unbuttressed” (in basso) dell’edificio di Stromboli. Le pendenze sono calcolate dal DTM all’interno dei poligoni (a punti) di Fig. 3.2 e raggruppate in intervalli batimetrici di 100 m, dove viene computata statisticamente la loro distribuzione cumulata. La distribuzione è rappresentata graficamente dalla mediana (linea continua) e dal range di interquartile (linee a tratteggio).

**Fig. 3.3** Characteristics of slope distributions for “buttressed” (top) and “unbuttressed” (low) sectors outlined in Fig. 3.2. The values of slope magnitude within each of the polygons were sorted according to depth in intervals of 100 m, and a slope cumulative distribution was calculated for each depth interval for each polygon. The continuous lines indicate 50% percentiles of the distribution (median slope), while dashed lines indicate 25% and 75% percentiles of the distribution (interquartile range).

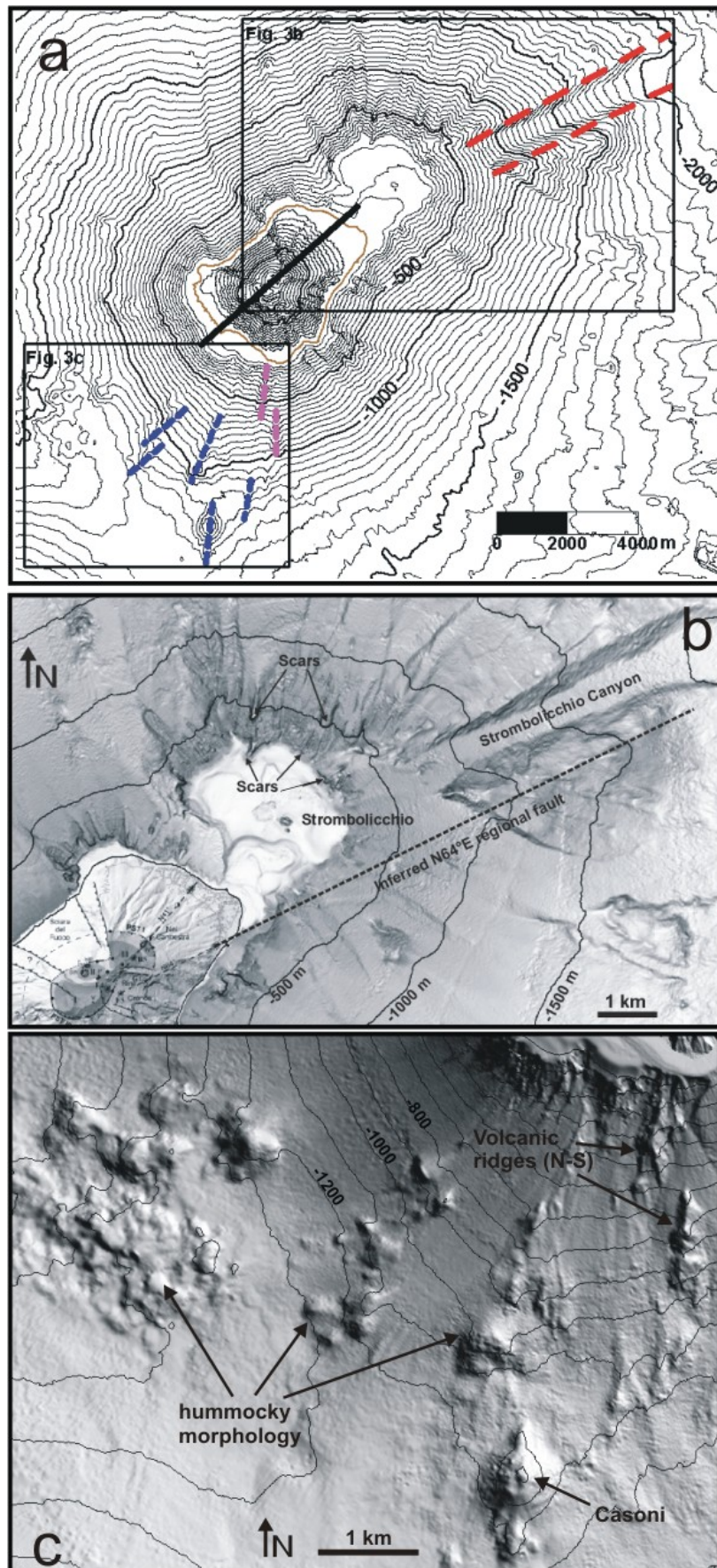


Fig. 3.4 a) Carta batimetrica (equidistanza isobate di 50 m) con l'indicazione dei principali lineamenti morfo-strutturali identificati a Stromboli (modificata da Bosman et al., in corso di accettazione).  
b) Rilievo ombreggiato del fianco nord-est di Stromboli e Strombolicchio con indicazione del possibile trend

strutturale in direzione N64°E (ubicazione in Fig. 3.4a),. c) Rilievo ombreggiato del fianco sommerso sud di Stromboli (ubicazione in Fig. 3.4a) con l'individuazione di morfologie ad hummocky e del centro secondario Casoni (Gamberi et al., 2006) orientati radialmente all'edificio, oltre a dorsali vulcaniche allungate in direzione circa N-S, poste a minore profondità.

**Fig. 3.4 a) Sketch of main morpho-structural axis as evidenced by the development of the submerged portions of Stromboli and Strombolicchio (modified from Bosman et al., accepted); see text for details. b) Shaded relief of the NE flank of Stromboli edifice, with the indication of a possible N64°E structural trend (location in Fig. 3.4a). c) Shaded relief of the S flank of Stromboli edifice, with indication of hummocky morphologies oriented radially to the edifice, Casoni centre (Gamberi et al., 2006) and of volcanic ridges elongated in N-S direction.**

## Capitolo 4

### ***Evidenze a mare di collassi di settore a larga-scala sul fianco orientale di Stromboli***

Questo capitolo è rappresentato dall'articolo "*Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability*" sottomesso a *Marine Geology* il 5 giugno del 2008 ed accettato per la stampa in data 9 febbraio 2009 (doi:10.1016/j.margeo.2009.02.004).

#### **Riassunto**

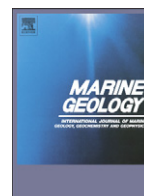
L'analisi di nuovi dati batimetrici e sonar a scansione laterale (TOBI) acquisiti a Stromboli negli ultimi 15 anni ed integrati con profili sismici e campionamenti del fondale, ha portato al riconoscimento di possibili depositi di *debris avalanches* lungo il fianco orientale sommerso di Stromboli, opposto a quello nord-occidentale, noto per essere stato interessato da eventi ripetuti di collasso di settore ad ampia scala negli ultimi 13 mila anni. A Stromboli, gli eventi di collasso a larga-scala avvengono perpendicolarmente alla direzione di debolezza assiale dell'edificio, orientata in direzione NE-SW, suggerendo quindi un forte controllo strutturale sul loro sviluppo, come osservato in altri edifici vulcanici. In particolare, due maggiori eventi di collasso sono stati identificati sul fianco orientale di Stromboli: il più antico e grande dei due (riferibile ai primi stadi di crescita dell'isola ed indicato come *Paleostromboli Lateral Collapse*, PLC) è rappresentato da un'unità sismica caotica e con iperboli di diffrazione (volume stimato di 1-2 km<sup>3</sup>) sepolta all'interno dell'*apron* vulcanoclastico presente al piede dell'edificio vulcanico. L'altra unità di *debris avalanches* (definita *Vancori Lateral Collapse*, VLC), stratigraficamente più giovane e superficiale, è testimoniata da un esteso (area di circa 34 km<sup>2</sup>) campo di megablocchi affiorante nella parte medio-bassa del fianco sommerso, parzialmente eroso dai recenti flussi gravitativi che discendono dalla valle di Le Schicciole. Quest'ultima è un'ampia depressione presente nel settore costiero (fino

a circa -500 m di profondità), confinata lateralmente dagli alti morfologici di P. dell'Omo e La Petrazza e parzialmente riempita da depositi relazionati a flussi gravitativi. Essa si trova in continuità morfologica con una serie di nicchie di distacco che interessano il pendio subaereo ed è stata quindi interpretata come la prosecuzione sommersa della possibile nicchia di distacco associata agli evento di collasso di settore che hanno interessato il fianco orientale di Stromboli. Una dettagliata analisi morfologica dell'area sorgente e dei relativi depositi associati è presentata nell'articolo, insieme ad una possibile ricostruzione spaziale e temporale dei diversi eventi di instabilità gravitativa. I risultati ottenuti portano, in particolare, a riconsiderare la stima dei periodi di ricorrenza degli eventi di collasso di settore per questo fianco e del relativo potenziale tsunamigenico, verosimilmente sottostimata fino ad oggi sulla base delle sole osservazioni di terreno.



Contents lists available at ScienceDirect

## Marine Geology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/margeo](http://www.elsevier.com/locate/margeo)

# Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability

Claudia Romagnoli<sup>a,\*</sup>, Daniele Casalbore<sup>a</sup>, Francesco L. Chiocci<sup>b,c</sup>, Alessandro Bosman<sup>b,c</sup>

<sup>a</sup> University of Bologna, Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, P.zza di Porta S. Donato 1, 40126, Bologna, Italy

<sup>b</sup> University of Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra, P.le Aldo Moro 5 Roma 00185, Italy

<sup>c</sup> CNR, Istituto di Geologia Applicata e Geingegneria, Roma, Italy, V. Bologna 7 Roma 00100, Italy

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 5 June 2008

Received in revised form 6 February 2009

Accepted 9 February 2009

Available online xxxx

## Keywords:

volcanic flank collapse

submarine instability

debris avalanche

marine geophysical surveys

Aeolian Islands

## ABSTRACT

New detailed swath bathymetry and long-range side scan sonar data on the submerged flanks of Stromboli, integrated with seismic data and seabed sampling, indicate that repeated lateral instability processes occurred on the eastern flank of the volcano, although no debris avalanche deposits were known before the high-resolution exploration of the seabed. This flank of the island is opposite to the northwestern side, more evidently affected by repeated flank collapses, and this setting is evidence for a structurally-controlled, bilateral flank instability of the volcanic edifice.

Evidence of at least two large-scale lateral collapses are represented by a superficial hummocky megablock field, partially outcropping on the middle-lower eastern submerged slope, and by a chaotic unit (estimated volume is 1–2 km<sup>3</sup>) actually embedded within the volcanoclastic sequence at the foot of the submerged flank. A main submarine scar open towards the SE is carved in the upper slope on the eastern flank of the island, being partially filled with gravity flow deposits owing to the present-day depositional setting of the volcano's submerged flank. A morphological continuity can be envisaged between this submerged scar and an inferred subaerial one, likely encompassing the Rina Grande depression and several minor nested landslide scars recognized on the eastern Stromboli flank.

A spatial and temporal reconstruction of possible events is proposed. The chaotic debris avalanche unit, buried within the volcanoclastic apron at the slope base and partially reworked in its distal part within the Stromboli Canyon floor, is thought to be the result of a lateral collapse event (called Paleostromboli Lateral Collapse, PLC, as it likely occurred in the earlier stages of the subaerial development of the island) affecting a wide sector of the eastern Stromboli flank. The megablock field might instead result from a more superficial debris avalanche deposit, partially eroded by gravity flows currently acting on the seabed. It is tentatively related to the recent subaerial scar morphologies affecting the Vancori units (and for this reason named Vancori Lateral Collapse, VLC). Displaced materials have lower volume and mobility than the PLC.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

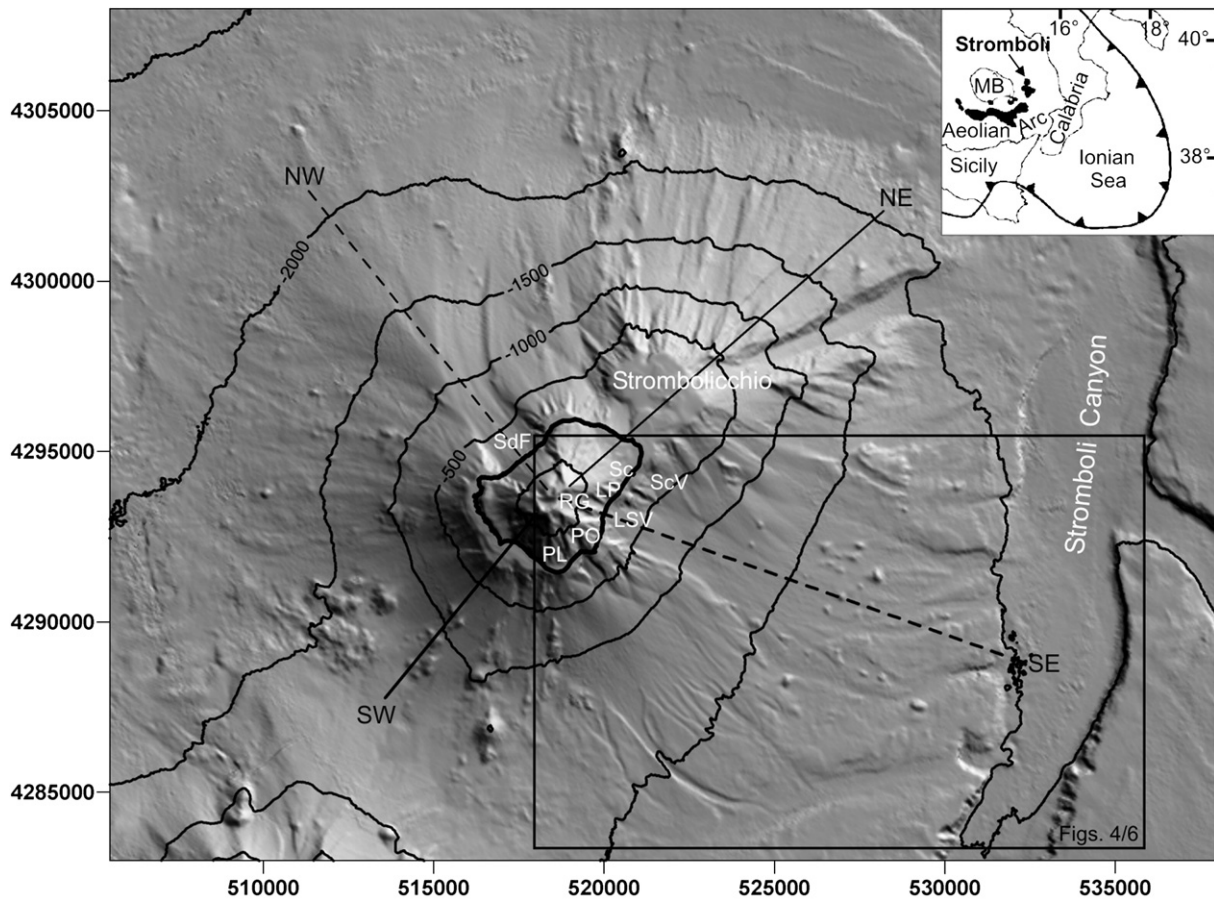
The occurrence of lateral collapses perpendicular to the orientation of the main volcanic rift axis is a common character on on land and insular volcanoes lying in an extensional regime and affected by large-scale instability (Nakamura, 1977; Moriya, 1980; Siebert, 1984; Siebert et al., 1987; Voight and Elsworth, 1997). Among factors promoting failure are: the presence of steep slopes perpendicular to the elongation direction of the volcano, the strengthening of volcanic flanks parallel to dike emplacement and the dilation effect of dike intrusion.

On Stromboli, diking along a main NE-trending axial zone (controlled by regional tectonics) is considered to have exerted a lateral force that promoted the collapse of the NW flank, together with asymmetric distribution of buttress forces, slope erosion and flank overloading (Romagnoli and Tibaldi, 1994; Tibaldi, 2003; Tibaldi et al., 2007). Although there have been many studies and much speculation regarding the mechanisms of the multiple Holocene collapses that affected the NW flank of the island (leaving the impressive island-scale scar of Sciara del Fuoco, see Figs. 1 and 2 and Section 3), up until now the occurrence of large-scale instability on the E Stromboli flank has been considered a minor phenomenon. The availability of high-resolution geophysical data on the submarine portion of the volcano uncovers a new scenario. Indeed, on land, geological evidence of flank instability may be easily erased or buried beneath younger volcanic products, often causing major disparities between subaerial and subaqueous remnants of collapses (see, for instance: Oshima–Oshima

\* Corresponding author. Tel.: +39 051 2094900; fax: +39 051 2094904.

E-mail addresses: [claudia.romagnoli@unibo.it](mailto:claudia.romagnoli@unibo.it) (C. Romagnoli), [daniele.casalbore@unibo.it](mailto:daniele.casalbore@unibo.it) (D. Casalbore), [francesco.chiocci@uniroma1.it](mailto:francesco.chiocci@uniroma1.it) (F.L. Chiocci), [alessandro.bosman@uniroma1.it](mailto:alessandro.bosman@uniroma1.it) (A. Bosman).



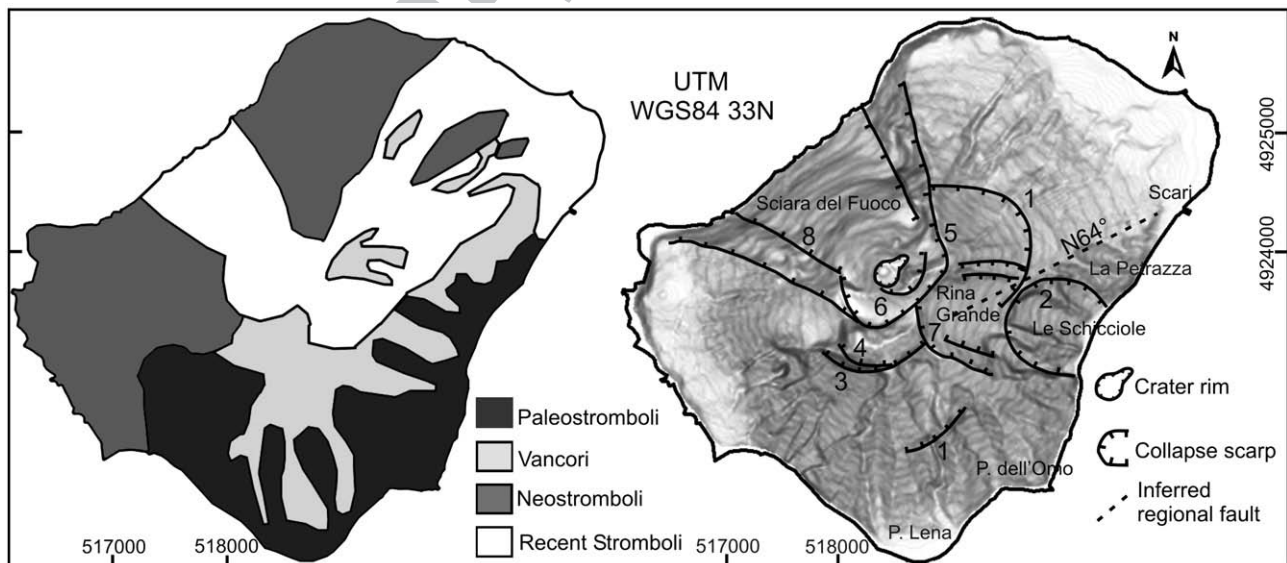


**Fig. 1.** Shaded relief image of Stromboli volcano (contours at 500 m intervals). Location of subaerial–submarine sections reported in Fig. 2 is indicated as well as the area of Figs. 4 and 6. Legend: SdF, Sciara del Fuoco; PL, Punta Lena; PO, Punta dell'Omo; RC, Rina Grande; LP, La Petrazza; Sc, Scari; LSV, Le Schicciolate Valley; ScV, Scari Valley. In the inset: MB, Marsili Basin. The trace of the oceanic subduction is indicated (modified from Montuori et al., 2007). Geographical referencing is in UTM WGS 84, 33 North.

volcano, Satake and Kato, 2001; Ritter volcano, Johnson, 1987; Silver et al., 2005).

On the contrary, due to technological improvement of marine geophysical investigations and seafloor imaging, large-scale collapses are being increasingly recognized on submerged portions of volcanic

edifices, such as around Hawaii (Moore et al., 1989, 1994), the Canary Islands (Watts and Masson, 1995; Masson, 1996; Urgeles et al., 1997; Funck and Schmincke, 1998; Watts and Masson, 2001; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002), La Réunion (Lénat et al., 1989; Labazuy, 1996; Ollier et al., 1998; Oehler et al., 2004, 2008), the Lesser Antilles



**Fig. 2.** Simplified geological map of Stromboli (left, from Keller et al., 1993) and map of the main large-scale caldera and lateral collapses recognized on land and numbered in relative chronological order (right, modified from Tibaldi, 2001; Finizola et al., 2002).

(Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003; Boudon et al., 2007) and the Aleutian Arc (Coombs et al., 2007). The record potential of these events in the submarine environment is very high, as the occurrence of large mass-wasting processes is witnessed by hummocky terrains, megablocks and instability-related distal deposits (i.e. turbidites). A recent Mediterranean example comes from Ischia, where a catastrophic collapse has been detected mainly on the basis of its submarine evidence (Chiocci and De Alteriis, 2006).

Despite the fact that about 500 km<sup>2</sup> (i.e. 98%) of the Stromboli volcano areal extent lies underwater (to depths exceeding ~2000 m, Bosman et al., under revision), the knowledge of volcano evolution is still based mainly on studies of the very tip of the cone. Nevertheless, the setting of the submerged flanks provides fundamental indications to better reconstruct its evolution and, particularly, to prove the bilateral, structurally-controlled flank instability of the volcanic edifice.

In this paper the main features of the eastern submarine Stromboli flank will be described in order to reconstruct a spatial-temporal evolution of instability phenomena. Some considerations will be made both on the volumetric estimates of the different collapse events and on the mechanisms and mobility of the debris avalanches, mainly through comparison with similar deposits in other volcanic areas.

## 2. Geological setting

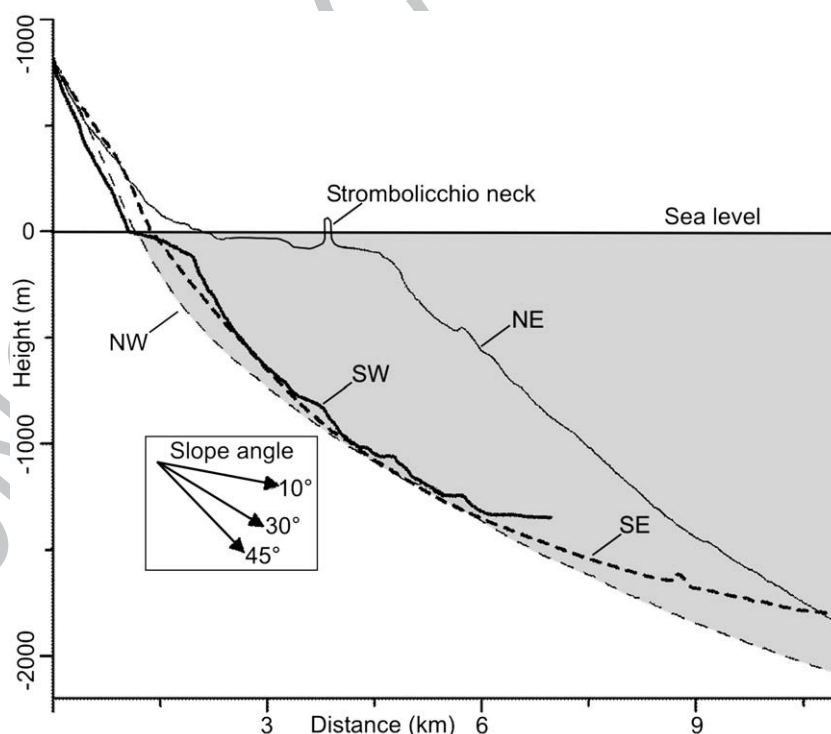
The Island of Stromboli is the emergent summit (areal extent 13 km<sup>2</sup>, volume 4 km<sup>3</sup>) of a large and steep-sided, mostly basaltic, stratovolcano located in the easternmost Aeolian Archipelago (Fig. 1), a Late-Quaternary volcanic arc related to the NW subduction of the Ionian oceanic plate beneath the Calabria and NE Sicily domains (Anderson and Jackson, 1987; Ferrari and Manetti, 1993). The Aeolian volcanoes are, in fact, made up of rocks belonging to calcalkaline, HK-calcalkaline, shoshonitic and alkaline potassic series (Barberi et al., 1974; Keller, 1982) and their age ranges from 1.3 Ma to the present (Santo et al., 1995). They are considered the earlier manifestation of orogenic volcanism, started in the central sectors of the Tyrrhenian

Sea during Pliocene and migrated southeastward to the Southern Tyrrhenian Sea during the Pleistocene (Argnani and Savelli, 1999).

Stromboli island (i.e. the tip of the volcano) has a Late-Quaternary age (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993) while no chronological data are available for its wide submerged extension. The oldest dated rocks (at 204 ± 25 ka ago; Gillot and Keller, 1993) belong to the Strombolicchio neck, i.e. the remnant of an earlier volcanic centre located about 1.5 km NE of the island. The subaerial evolution of Stromboli island started at about 100 ka ago (Keller et al., 1993) and can be divided into four periods, separated by erosional stages or by calderic or flank collapses (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Pasquarè et al., 1993, see Section 3) and occurred during two main cycles. The “older” cycle is represented by the Paleostromboli (100–35 ka BP, Fig. 2) and Vancori (26–13 ka BP) units, outcropping mainly in the SE and E part of the island. The “recent” cycle is represented by the Neostromboli (13–5 ka BP, Fig. 2) and Recent Stromboli (<5 ka BP) units, confined to the N and NW sectors of the island. The current (Strombolicchio) activity at Stromboli is located in the summital area, corresponding to three main craters at 750 masl.

In recent years, new surveys have been carried out in the area and the acquisition of multibeam swath bathymetry and of long-range side scan sonar data has greatly enhanced the knowledge of the submerged portions of Stromboli (Bosman et al., under revision). The base of the volcanic edifice lies at about ~2500 m towards the NW and ~2300/–2000 m to the E and NE flanks respectively, where they are rimmed by the Stromboli Canyon, the major erosional feature of the Southern Tyrrhenian Sea. It originates from the northern Sicilian coast and cuts the lower continental slope, receiving sediments from the Calabrian margins on the western side and from the Aeolian Volcanic Arc on the east, collecting them down to the Marsili Basin, over 3000 m deep (Fig. 1; Gamberi and Marani, 2007).

The Stromboli composite volcano is broadly symmetrical to the NE–SW axis that is also the main elongation direction. Indeed, the NE–SW trend matches the alignment between Stromboli and the Strombolicchio eruptive centre (Fig. 1) as well as the location of major vents, dikes and eruptive fissures on the subaerial tip of the volcano (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001). The NE–SW trend is thought to be due to the



**Fig. 3.** Subaerial–submarine profiles of “buttressed” NE and SW and “unbuttressed” SE and NW Stromboli flanks (vertical exaggeration: 3×; see Fig. 1 for location). Arrows in the inset indicate gradients (in degrees) for comparison purposes.



**Table 1**

Geographical positioning, depth and distance from source area of dredging sites SD2 and SD12

Sample	Depth (m)	Distance (m)	E (beginning)	N (beginning)	E (end)	N (end)
SD2	–1620	8600	526,549	4,290,255	526,034	4,290,403
SD12	–1820	12,000	529,356	4,287,763	529,646	4,287,610

regional tectonic stress (Zanchi and Francalanci, 1989; Gabbianelli et al., 1993), as indicated by structural data and focal mechanisms of low-energy tectonic earthquakes (Falsaperla et al., 1999), although recently a more complex stress pattern has been suggested from the study of submerged portions (Bosman et al., under revision).

As a consequence of this elongation trend, the NE and SW Stromboli flanks, buttressed by (partially eroded) older products, appear more stable and unaffected by large-scale mass-wasting events. On slope sections (Fig. 3), the “buttressed” NE and SW flanks show, in fact, a sharp break between subaerial and submarine slopes, related to coastal platforms at about –120/–150 m. These features are a common characteristic of volcanic island (Ablay and Hurlimann, 2000; Clague and Moore, 2002; Le Friant et al., 2004; Oehler et al., 2008); at Stromboli, they have been related to sea-level fluctuations that occurred in the Late Quaternary (Chiocci and Romagnoli, 2004). Apart from the presence of Stromboliticchio, the buttressed flanks are very similar, both for the above-mentioned slope-break and for the high gradients of the upper slope (>30°). On the contrary, the “unbuttressed” NW and SE flanks show a continuous concave upwards profile, with a gradual quasi-exponential lowering in the slope. Their remarkably similar overall geometry is due to the similar structural and volcanic setting.

### 3. Large-scale collapses on Stromboli

As is common for volcanic islands (Siebert, 1984; McGuire, 1996) the volcanological and structural evolution of Stromboli has been characterized by the alternation of building and destructive phases. A series of vertical and lateral volcano-tectonic collapses affected the volcanic edifice during its development (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi et al., 1994; Tibaldi, 2001, 2003). According to those authors, collapses took place in two main stages: an older one (100–24 ka BP), characterized by three summit vertical caldera collapses (numbered 1, 3 and 4 in Fig. 2) and a lateral collapse towards SE (2 in Fig. 2); a younger stage (last 13 ka), during which coaxial lateral collapses toward the NW (5, 6 and 8) and a lateral collapse again on the E flank (7 in Fig. 2; Finizola et al., 2002, 2003) occurred. Collapse recurrence periods have been estimated by Tibaldi et al. (1994) as about 21 ka in the older stage and about 4 ka in the last 13 ka.

The last collapse of the NW flank, which occurred some 5000 years ago, generated the horseshoe-shaped scar of “Sciara del Fuoco” (Fig. 2), partially filled with the products of the volcano's present-day Strombolian activity. This scar extends from the volcano summit down to –700 m; offshore, in front of the collapse scar, a large fan-shaped

mound is morphologically recognizable to over 2600 mbsl, more than 20 km away from the island. Morphological and volumetric considerations associate it with the multiple collapses that affected the island's NW flank (Kokelaar and Romagnoli, 1995; Romagnoli et al., under revision).

The occurrence of flank collapses on the eastern side of the island was less evident. Pasquarè et al. (1993) firstly suggested that a flank collapse occurred during the earlier stages of development of the Stromboli edifice, at the partially-buried depression of Le Schiccirole (2 in Fig. 2). This event has been dated between 34 and 26 ka BP (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi et al., 1994; Tibaldi, 2001; Tibaldi et al., 2007) as it affected the early Paleostromboli stratocone, that is thought to have reached a height of more than 700 masl before collapsing (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). After the collapse, the Vancori edifice began to build on the remnants of the Paleostromboli edifice, partially filling the existing caldera and the depression open towards the SE (Keller et al., 1993; Cortés et al., 2005).

Since the eastern slope is mantled by epiclastic volcanic material (welded scoriae and loose black ashes; Hornig-Kjarsgaard et al., 1993) it is not easy to reconstruct the geometries and stratigraphic relationships of collapse rims on this side of the island. Recently Finizola et al. (2002, 2003) included Rina Grande among recent (post-Neostromboli) flank collapses (7 in Fig. 2) on the basis of the fluid circulation and CO<sub>2</sub> degassing pattern observed at the scar headwall and other geometric relationships. Moreover, they recognized further small scars on the lower portion of the eastern subaerial slope, with their headwalls close to a N64° oriented fault trace (Fig. 2).

### 4. Data and methods

First offshore evidence of large-scale instability affecting the eastern flank of Stromboli volcano derived from the “T.I.VOLI” (“TOBI in the Italian VOLcanic Islands”) cruise, when large blocks (up to 300 m in diameter) were identified at the base of the eastern submerged Stromboli flank (Chiocci et al., 1998) by means of long-range side scan sonar TOBI vehicle. The 30 kHz TOBI S.S.S. investigates the seafloor with a swath 6 km wide and an across-track resolution of 6 m, enabling the identification of seafloor surface features in deep water that could not be achieved with conventional acoustic methods collected from the sea-surface.

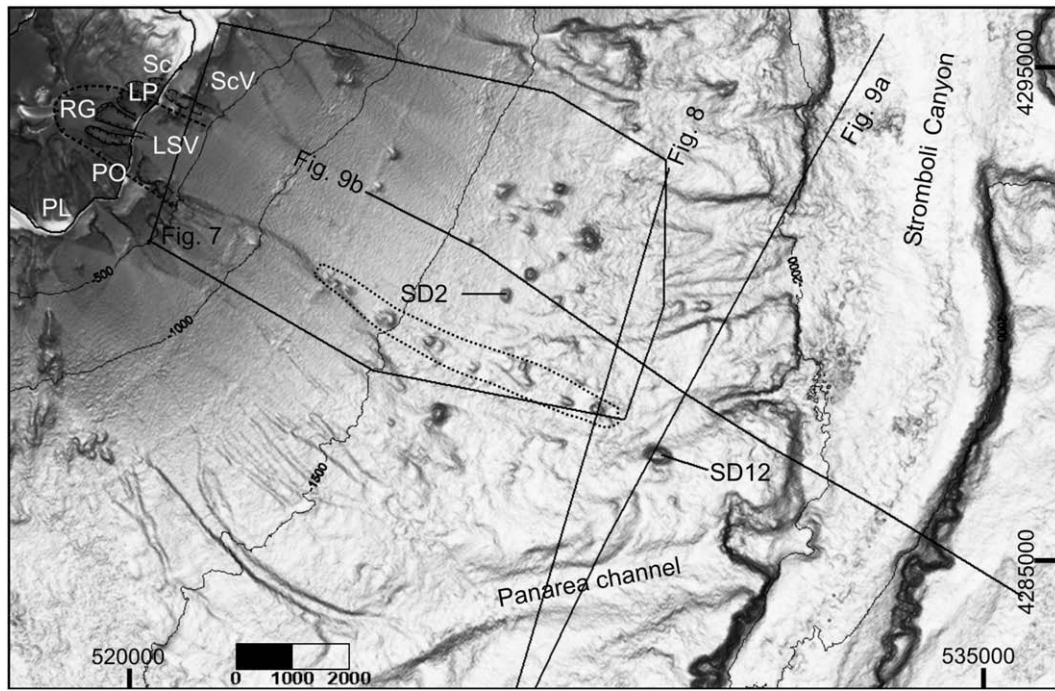
Recently (2002–2006) several multibeam surveys have been carried out on the Stromboli offshore from the very shallow water down to the base of the volcano. Data processing was performed using CARIS-HIPS software (see Bosman et al., under revision, for details). The precision obtained varies from about 0.5 m in shallow water (<100 m depth) to some 10–20 m in deep water (–1000/–2000 m). All the data were gridded with a 15 m cell size for map generation. The availability of high-precision multibeam swath bathymetry also enabled high-detail relocation of the TOBI side scan sonar images onto the marine DEM by interpretative matching of homologous morphologies such as blocks, ridges and escarpments.

**Table 2**

Chemical composition of dredged samples

Major elements (wt.%)												
Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	L.O.I.
SD2	52.74	0.98	19.07	8.41	0.15	3.48	8.76	2.98	2.81	0.62	100.00	0.69
SD12	56.71	0.81	17.31	7.28	0.19	4.11	7.82	3.00	2.50	0.27	100.00	0.61
Trace elements (ppm)												
Sample	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	Ni	Co	V	Cr	Ce	Cu	La
SD2	72	721	30	198	1076	18	28	251	11	112	117	57
SD12	81	493	26	171	715	15	19	170	23	83	55	43

Analysis performed at the XRF Laboratories of C.N.R.-I.G.G. (Rome) and Bologna University.



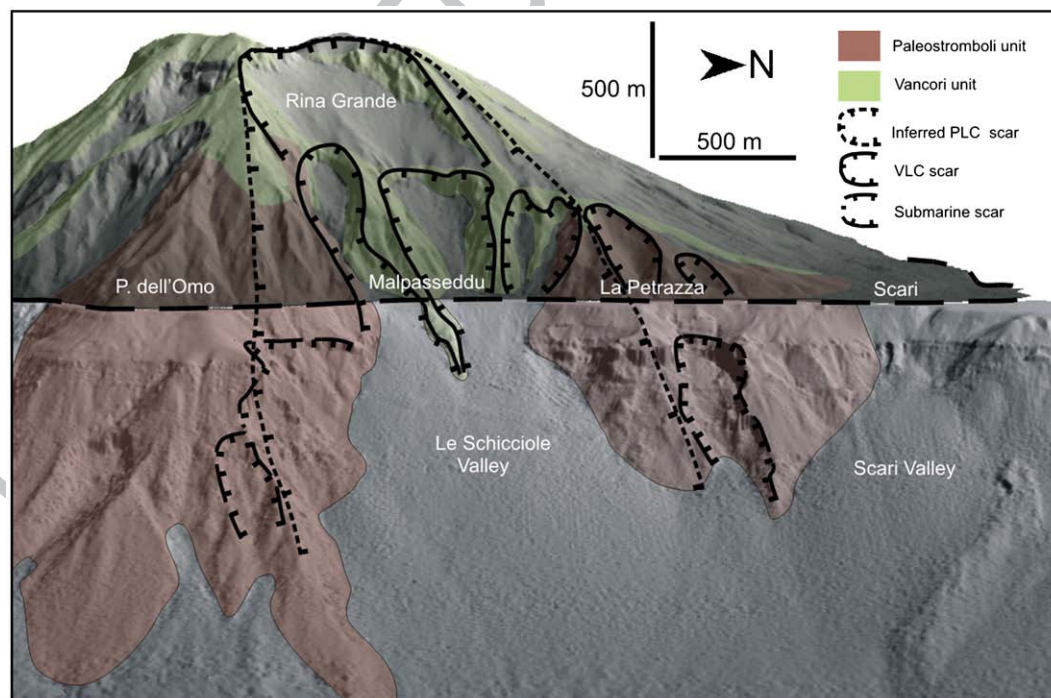
**Fig. 4.** Shaded relief image of Stromboli E flank from multibeam bathymetry (location in Fig. 1), showing dredging sites SD2 and SD12 and the locations of Fig. 7 and the profiles shown in Figs. 8 and 9. Dotted area indicates alignment of blocks. Abbreviations as in Fig. 1.

Finally, in 2006, the eastern Stromboli slope seafloor was sampled on specific targets identified from sonar/multibeam data. Due to the steep and uneven morphology of the seafloor and the coarse nature of the seabed, a dredge and a grab were used, as gravity coring was not successful. Dredge sampling focused on megablocks and grab sampling on recent deposits. Major and trace element analysis was performed on selected rock samples (Tables 1 and 2) by X-ray fluorescence (XRF) using automatic Philips spectrometers (models PW-1480 and PW-1410).

Analytical accuracy is better than 3% for major elements (measured on fused glass discs) and 5% for trace elements.

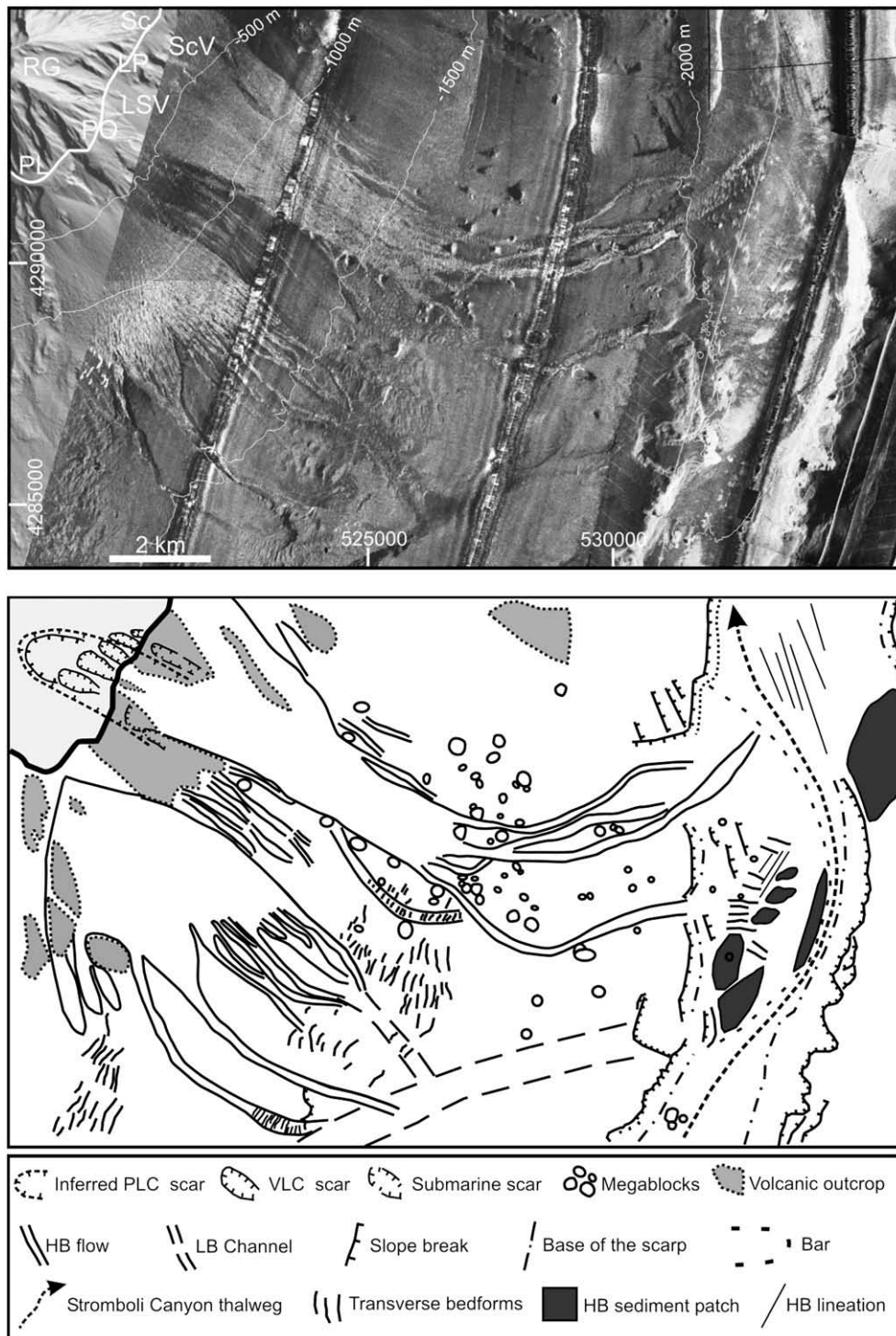
## 5. Morphology of the Stromboli eastern submarine slope

The submerged eastern flank of Stromboli shows an irregular setting (Fig. 4), with evidence of a large variety of erosional and mass-wasting processes acting down to the base of the volcano. In shallow



**Fig. 5.** 3D view of subaerial and submerged eastern flank of Stromboli (DEM imaged from the SE) draped with simplified geological units (from Keller et al., 1993) and location of main scars.



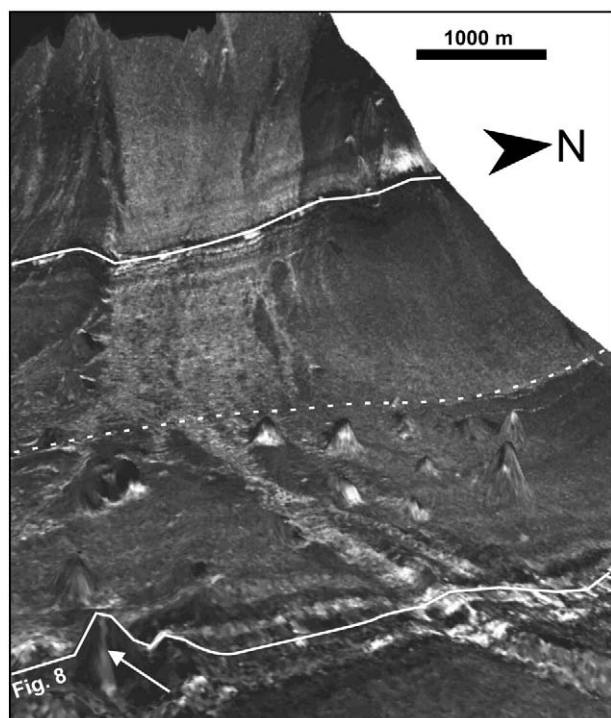


**Fig. 6.** Mosaic of TOBI sidescan sonar 30 kHz images on Stromboli eastern flank (above, light tones indicate high backscatter) and map of main erosional-depositional features (below). HB = high backscatter; LB low backscatter. Abbreviations as in Fig. 1.

water a main scar is present, named here Le Schiccirole Valley; it is a flat-bottom depression some 550 m wide in coastal sector that enlarges offshore to 1 km at  $\sim 500$  m, with an average slope of  $25^\circ$ . It is bounded by the submerged continuations of La Petrazza and Punta dell'Omo morphological highs (Figs. 4 and 5). A small WNW–ESE ridge (Malpasseddu, Fig. 5) is present inside Le Schiccirole Valley (from the coast down to 230 mbsl); it is in morphological continuity with the subaerial Vancori lava flows (26–13 ka old, Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), emplaced within Le Schiccirole scar (2 in Fig. 2).

To the northeast, the smaller Scari Valley (Figs. 4 and 5) joins Le Schiccirole Valley at about  $\sim 500$ – $\sim 600$  m. Both Le Schiccirole and Scari Valleys are the site of gravity-driven coarse-grained sedimentation providing high-backscatter features on sonar data (Fig. 6), as also confirmed by seabed sampling (Section 6).

Below  $\sim 1500$  m, the slope decreases to values  $< 6$ – $8^\circ$  at the volcano base. A hummocky field of megablocks is well detectable both on the DEM and in TOBI side scan sonar records (Figs. 4 and 6); it represents one of the most striking new pieces of evidence found on the submerged



**Fig. 7.** 3D view of the eastern Stromboli flank showing Le Schicciolo Valley (see Fig. 4 for location) obtained by draping the TOBI sonar backscatter data onto the swath bathymetry (vert. ex. 4×). Track lines of TOBI vehicle are positioned as continuous white lines. The track line in the foreground corresponds to part of the S.B.P. profile shown in Fig. 8. Arrow indicates the position of the megablock producing hyperbolae in the profile, dashed line indicates where adjacent TOBI sonographs were merged.

eastern flank of Stromboli and their nature will be discussed in Section 7. Megablocks are visible below  $\sim 1200$  m and are mostly concentrated at  $\sim 1540$ – $\sim 1760$  m depth range, where the SE flank slope tends to flatten (see Fig. 3). A few shallower ones are also recognizable above  $\sim 1200$  m, while a few blocks are visible down to  $\sim 1750$  m, over 10 km away from the island (Figs. 4 and 6).

Megablocks are scattered over a total area of some  $34 \text{ km}^2$ ; most of them lie in clusters and only some suggest a possible alignment in the downslope direction (Fig. 4).

They show a variable shape, from equidimensional angular blocks to tabular ones. Average size is about  $150$ – $200$  m, with the largest identified block up to  $590$  m across. The height of the emerging portions ranges from  $10$  to  $110$  m.

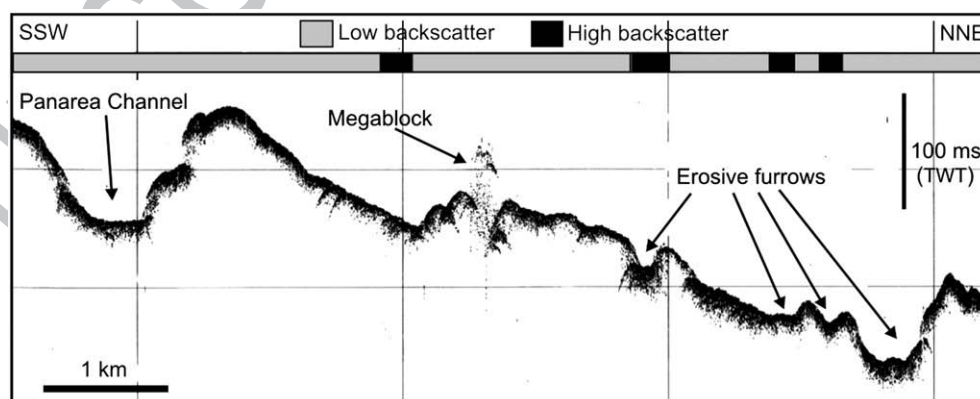
On TOBI images (Fig. 6) high-backscatter trails, due to coarse-grained volcaniclastic flows acting within Le Schicciolo and Scari Valleys, are recognizable mainly in the first  $1500$  mbsl. Below  $\sim 1500$  m, the seafloor is characterized by a patchy pattern of areas showing medium-high backscatter with transverse bedforms and areas of low backscatter. The high-backscatter flows become channelized and, following the regional dip, gradually assume a W–E orientation. Some of the flows reach the Stromboli Canyon at about  $\sim 2000$  m, deeply notching its western wall (Fig. 6).

A network of similar braided, high-backscatter flows is also recognizable offshore from the SE edge of the island (Punta Lena, Fig. 6), down to about  $\sim 1000$  m (Fig. 6), where they merge in a composite fan; at greater depth ( $\sim 1300$ – $\sim 1700$  m), they evolve into erosive furrows and join the ENE–WSW oriented Panarea channel (Figs. 4 and 6).

Emerged megablocks are also clearly seen on TOBI images due to their high acoustic backscatter and the acoustic shadow they produce (Fig. 6), contrasting with the lower backscatter of the surrounding seabed indicative of a smooth, finer-grained sedimentary cover. Where they are bounded by active flows descending from Le Schicciolo Valley, megablocks appear laterally exhumed, while finer sediment rests on their downslope sides, creating obstacle shadows (Fig. 7).

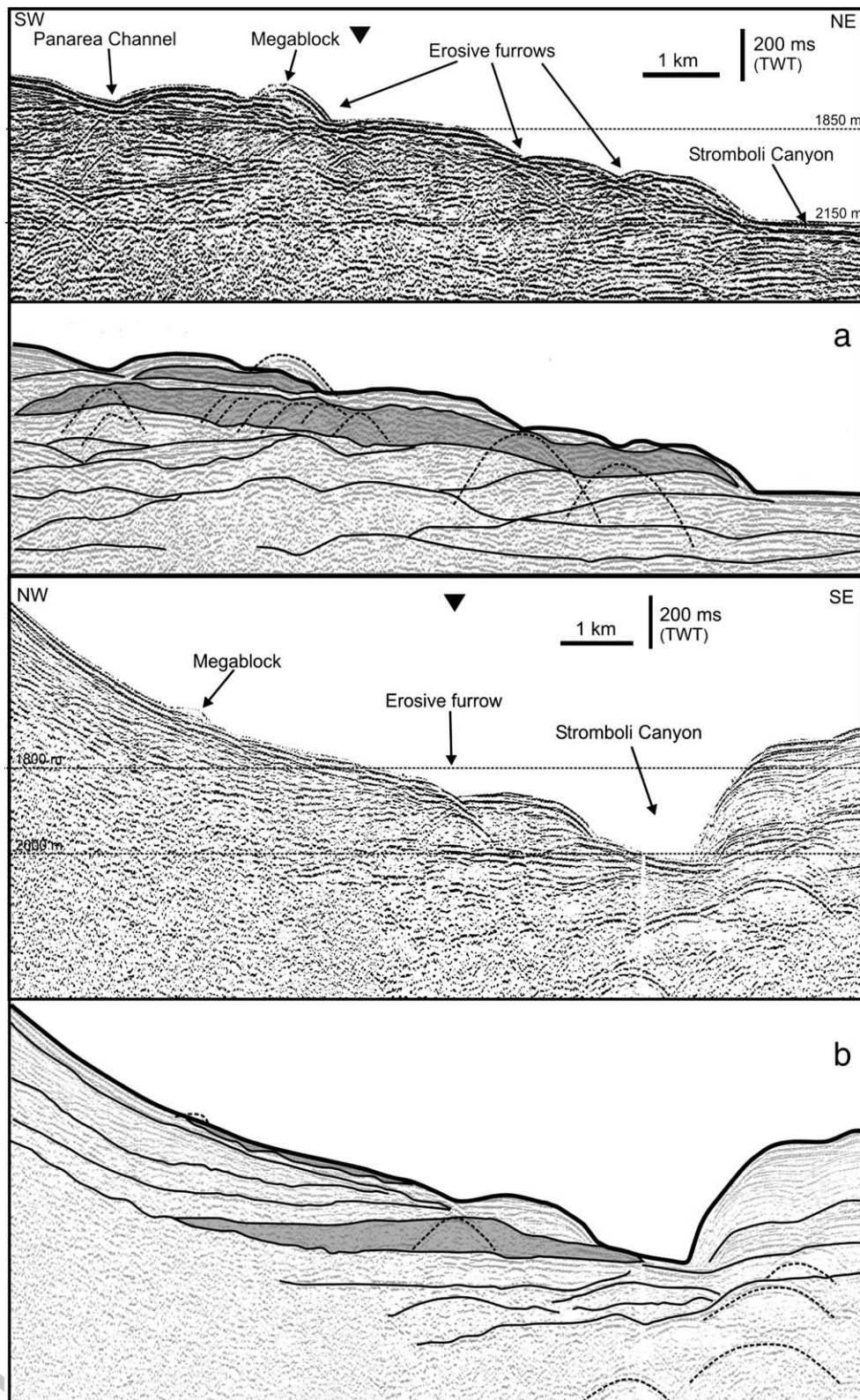
The high-resolution morphology of the megablock field is revealed by  $3.5$  kHz Sub-Bottom Profiler (S.B.P.) data (Fig. 8) acquired on the deep-towed TOBI vehicle. Because of the short distance to the seabed, one can recognize within the hummocky terrain different-sized channels and furrows; diffraction hyperbolae are produced by one main megablock that protrude from the seabed for several tens of meters and is crossed by the S.B.P. line (Figs. 4 and 8).

On deeper penetration (and lower resolution)  $30$  kJ sparker profiles (courtesy of ISMAR-CNR of Bologna) a thick acoustically semi-transparent unit, with internal chaotic reflectors and diffraction hyperbolae, can be observed embedded in the volcaniclastic apron at the foot of the slope (Fig. 9). Its thickness exceeds  $100$  ms TWT (corresponding to  $80$  m if a sound velocity of  $1600$  m/s is assumed) and it is buried under semi-parallel reflectors. On the profile of Fig. 9a (a nearly strike section), it appears to pinch out laterally towards the NE and the SW; other overlapping lens-shaped seismic units with discontinuous internal reflectors are recognizable below the debris avalanche unit. On along-slope seismic section (Fig. 9b), this chaotic and semi-transparent unit has a very gentle dip towards the base of the volcano and pinches out upslope below the seabed. It is covered by a downlapping unit, up to  $300$  m thick, thinning basinward. Towards the base of the slope, the semi-transparent unit is close to the seabed and continues into the Stromboli Canyon, where a large bar is present (Fig. 6). It covers an area of some  $18 \text{ km}^2$  and confines the thalweg along the eastern side



**Fig. 8.**  $3.5$  kHz sub-bottom profile crossing the eastern slope of Stromboli (location in Fig. 4). The bar on the upper part of the figure shows qualitative (low/high) backscatter values on TOBI data (Fig. 6). Note that high backscatter corresponds to depressed areas (erosive furrows) and not to megablock.





**Fig. 9.** Sparker 30 kJ profiles collected across-slope (a) and along-slope (b) on the eastern Stromboli flank (courtesy of ISMAR-CNR of Bologna, location in Fig. 4). The crossing point between the two profiles is indicated by a triangle on the top of the pictures. On both line drawings, the acoustically semi-transparent embedded unit with internal chaotic reflectors related to the PLC debris avalanche (below) and the shallower VLC deposit (above) are highlighted in grey. Dotted lines indicate diffraction hyperbolae.

of the Canyon. Its surface is characterized by a variable pattern, with high-backscatter patches in the southern (upstream) portion and bedforms (wave length of about 150 m) likely related to currents flowing in the Stromboli Canyon.

On both seismic profiles of Fig. 9a shallower and thinner lens-shaped unit, internally chaotic, has been identified although in its upper part it is masked by the ringing of the seafloor. Its maximum thickness would not exceed 70 ms at most.

## 6. Seabed sampling

Superficial sediments recovered by grabs in the Le Schicciolate and Scari valleys (first 1100 mbsl) mainly retrieved rounded pebbles in a sandy matrix with abundant reworked benthic faunas (such as *Lenticulina*, *Triloculina* and *Elphidium*, V. Frezza, pers. comm.). These coarse-grained sediments were likely derived by downslope re-mobilization of volcanoclastic products from the present-day Strombolian activity and by coastal erosion and transport from shallow-water areas.

Seabed dredging between ~1300 and ~2000 m recovered abundant ocherous, plastic mud with a consistent sandy fraction, rich in forams, pteropods and sponge spicules. Crystals and angular-subangular fragments of lava and pumice have been found widely interspersed in the sediment. The most abundant mineral phases in the fraction <63 µm, as indicated by X-ray diffractometer (XRD) analysis (A. Conte pers. comm.), are plagioclase and calcite, probably produced by disruption of volcanic and biogenic components, respectively.

In sampling sites SD2 and SD12 (location in Table 1 and Fig. 4), some decimetric lava fragments with fresh rupture surfaces have been recovered from two megablocks.

In thin sections, both lava samples appear unaltered and show a porphyritic texture, SD2 with a vitric groundmass and SD12 with a microcrystalline one, plagioclase and pyroxene being the main phenocrystals.

Lava sampled at site SD2 is a shoshonitic basalt, while at SD12 a high-K calcalkaline andesite has been recovered. A comparison with the chemical compositions for Stromboli products reported by Hornig-Kjarsgaard et al. (1993) indicates that sample SD12 closely matches the composition of high-K calcalkaline andesites of Lower Paleostromboli I units. These units (dated <110 ka BP, Gillot and Keller, 1993) are among the oldest deposits outcropping on Stromboli eastern flank (at P. dell'Omo and La Petrazza, Fig. 5).

The composition of shoshonitic lava sampled at site SD2 is comparable to those of Middle Vancori lavas that erupted after the Lower Vancori summit caldera collapse (4 in Fig. 2) and partially filled it. These units, widely outcropping on the subareal flank (Fig. 5), are dated about 21 ka ago by Gillot and Keller (1993).

## 7. Discussion

The seismic profile of the Stromboli lower flank (Fig. 9) depicts a typical pattern of the “slope facies” in a volcanoclastic apron, as defined by Schmincke and Sumita (1998), i.e. characterized by discontinuously bedded units and by indications of slumps and slides. A similar facies, recognized on seismic profiles in the Gran Canaria–Tenerife Channel (Krastel and Schmincke, 2002), is considered to be “the result of an interaction of subaerial and submarine constructive phases and destructive events”.

On the seafloor and in the subsurface, unequivocal proof of large-scale lateral collapses suffered by the eastern flank of the volcano is observed: 1) the presence of a large submarine scar in shallow water (Le Schicciolate Valley), in morphological continuity with scars in the subaerial slope; 2) the buried chaotic seismic unit embedded in the volcanoclastic apron at the foot of the slope, interpreted as a debris avalanche deposit because of its peculiar geometry and seismic facies; 3) the field of megablocks that we interpret as exotic because of their morphology, different ages and the fact that they are not deeply-rooted on seismic profiles. This evidence suggests the occurrence of a shallower and smaller debris avalanche.

The possible reconstruction of two main events, one occurring at the earlier stage of evolution of the eastern Stromboli flank (Paleostromboli Lateral Collapse, PLC) and the other at a later stage (affecting the Vancori units and for this reason named Vancori Lateral Collapse, VLC) is hereafter discussed according to available geological constraints.

### 7.1. The Paleostromboli Lateral Collapse (PLC)

The PLC event on the subaerial eastern flank of Stromboli is scarcely visible in the present-day morphology, which shows no clear evidence of an old major collapse scar as the marine counterpart suggests (Le Schicciolate Valley, accounting for at least one half of the total scar volume). This is a common characteristic of ancient landslide scars having no obvious remnants in recent geology due to filling by subsequent volcanic activity and/or erosional processes. On the other hand, a complex morphology of nested, relatively fresh and smaller scars is present on the island (Fig. 5). The PLC scar size and shape are therefore unknown. It would have probably encompassed the present-day scars visible today on the island flank (Figs. 4 and 5), being enclosed between both the Punta dell'Omo and La Petrazza morphological highs and their submerged continuation. It should have had a relatively wide and deep extension to account for the large volume of the debris avalanche deposit detected at the base of the submarine slope. On the whole, the PLC scar seems to be downslope-widening rather than horseshoe-shaped, as commonly observed in other sector collapses (Siebert et al., 1984) including the Sciarra del Fuoco scar. This fact might be due to subsequent erosive and depositional processes partially altering and masking its marginal scarps.

#### 7.1.1. Age constraints

Since the inferred PLC scar cuts the Paleostromboli units (outcropping from the base to the middle of the subaerial slope, Fig. 5) and is filled by the Vancori units, this event should have an age between 100 and 26 ka BP. Pasquarè et al. (1993) interpreted Le Schicciolate subaerial scar (2 in Fig. 2) as the result of a 34–26 ka old flank collapse that occurred in the late Paleostromboli period. The size of this subaerial scar is far too small to account for the seismically detected deposit. Moreover, since this latter is covered by about 300 ms of post-collapse sediments, in case of an assumed age of 34–26 ka for the debris avalanche, the post-collapse sedimentation rate would be in the order of 10 mm/a. This value is quite high, although feasible for a volcanoclastic apron growth.

#### 7.1.2. Emplacement mechanisms

As the debris avalanche deposit is embedded within the volcanoclastic apron, emplacement mechanisms are difficult to reconstruct. However, the chaotic seismic facies with hyperbolae suggests the widespread disintegration of the original material and the presence of large blocks within the deposit. The PLC debris avalanche deposit lies at the foot of the Paleostromboli submerged flank, where a sharp break in the “paleoslope” from about 6° to <1° is present, indicating a by-pass of the upper slope that is typical of submarine debris avalanches. Despite the basal sub-horizontal setting, the distal reach of the PLC deposit extended downwards to the right sidewall of the Stromboli Canyon, where a large bar can be observed now (Fig. 6). This feature can be interpreted as the distal portion of the debris avalanche deposit, causing the deviation of the Stromboli Canyon thalweg and suffering only limited reworking by currents flowing in the Canyon bottom. This fact also suggests its resistance to erosion; small morphological highs similar in size to megablocks protrude from the top of the bar (Fig. 6), probably representing the tip of the original debris avalanche terrains, here scarcely covered by sedimentation.

#### 7.1.3. Volumetric considerations

Tentative reconstructions of the original submarine-subaerial scar surface have been realized according to available constraints and geometries observed in other collapsed volcanoes (Siebert, 1984; Johnson, 1987; Voight and Elsworth, 1997). The reconstructions gave a minimum value of  $600 \times 10^6 \text{ m}^3$  and a maximum of  $1000 \times 10^6 \text{ m}^3$ . These values are lower than the volume of the deposit embedded at the foot of the slope (estimated as  $1\text{--}2 \text{ km}^3$ ) and this might indicate that the debris avalanche incorporated a large amount of sediment



during transport, so that part of the deposit could be due to submarine erosion produced by its flow. In addition, a possible substantial increase in volume (up to 20%) caused by fragmentation during landslide emplacement (Tibaldi et al., 2001; Masson et al., 2002) should be taken into account.

In general, landslide volumes independently computed for a scar and a deposit give comparable results for recent landslides, but in older landslides later erosion, volcanic activity or post-collapse sedimentation effects may heavily modify primary morphologies, introducing a bias in volume estimates (Masson et al., 2002).

#### 7.1.4. Debris avalanche mobility

The PLC debris avalanche mobility can be evaluated by comparing the vertical drop ( $H$ ) between the inferred scar headwall (PLC scar in Figs. 4–6) and the toe of the debris avalanche deposit to the maximum horizontal runout distance ( $L$ ), obtaining an equivalent friction coefficient ( $H/L$ ) of 0.17. This value does not indicate a high degree of mobility (considering that the value range for volcanic debris avalanches  $>1 \text{ km}^3$  in volume is 0.04/0.13, Siebert et al., 1987). However, it is comparable with the maximum  $H/L$  ratio obtained, for instance, for a submarine debris avalanche at the Oshima–Oshima arc volcano (Satake and Kato, 2001), having similar size and structure with respect to Stromboli. Moreover, the obtained value is likely biased by possible damming or removal of the deposit into the Stromboli Canyon, leading to underestimation of the runout distance.

#### 7.2. The Vancori Lateral Collapse (VLC)

The main offshore evidence of the VLC is represented by the megablock field on the seafloor of the Stromboli eastern flank. The megablock deposit has been partly eroded by recent gravity-driven flows descending from Le Schicciolo Valley (high-backscatter trails in Fig. 6). The inferred source area for the VLC event can be identified as the landslide scar complex present on the eastern subaerial flank (see

Section 3). The main scar is the Rina Grande flank collapse (numbered 7 in Fig. 2) that is thought to be fairly recent (post-Neostromboli; Finizola et al., 2002). This scar cuts on the lower subaerial slope by even younger multiple scars (Figs. 5 and 6). The composition of one of the sampled megablocks (SD2), comparable to those of Middle Vancori lavas (dated 21 ka ago, Gillot and Keller, 1993), also substantiates the relatively young age of the VLC collapse, thus postdating the PLC event.

##### 7.2.1. Emplacement mechanisms

The present setting of the eastern Stromboli slope, where sedimentary dynamics are superimposed on a post-collapse scenario, makes it difficult to ascertain the original extension of the debris avalanche deposits indicated by the megablocks. The lack of bathymetric “bulging”, as commonly observed in debris avalanches on island arc volcanoes (Coombs et al., 2007), can be mainly attributed to the small size of the event(s) and to erosive processes acting on the submarine flank, probably removing the less coherent part of the deposit. Since no clear boundaries or hummock size zonation are recognizable in the submerged setting, it is critical to identify different depositional units. However, the multiple scars in the source area and the areal distribution of the megablocks (i.e. partly in a main cluster at about 1540/1700 m water depth and partly aligned with the southern prolongation offshore of Le Schicciolo Valley in the downslope direction, Fig. 4) may suggest the superimposition of different failure events as the style of emplacement.

Megablock size and volume have been estimated, obtaining an average (emerged) volume of about  $0.5\text{--}1 \times 10^6 \text{ m}^3$ , except for a few ones being around  $5 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Both parameters seem unrelated to the distance from the island (Fig. 10). The absence of such a relationship may indicate that the settling velocity of each block was not the main factor controlling its deposition as hypothesized, for instance, at Piton de La Fournaise by Ollier et al. (1998).

##### 7.2.2. Volumetric considerations

The thickness of the VLC deposit is almost below the resolution of the deep penetration seismics (Fig. 9), while high-frequency seismic (S.B.P., Fig. 8) does not penetrate the seafloor, making a reliable estimate the cumulative volume of the deposit impossible. The total volume of megablocks, considering only their extension above the seabed, is (under-)estimated to be about  $40 \times 10^6 \text{ m}^3$ . This figure does not take into account the smaller blocks that are imaged by TOBI side scan sonar, but not resolved by multibeam.

Volumetric reconstruction of the Rina Grande scar surface, supported by its well-preserved, relatively recent morphology, gives values in the order of  $100 \times 10^6 \text{ m}^3$ . The smaller, more recent landslides in the lower slope account for a further volume of about  $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ . If one considers the total  $130 \times 10^6 \text{ m}^3$  of the subaerial scars and the  $40 \times 10^6 \text{ m}^3$  of the emergent part of the blocks measured in the depositional area, about  $100 \times 10^6 \text{ m}^3$  of mobilized material are lacking. An average thickness of about 5 m for the deposit surrounding the blocks should be assumed to account for such a volume, i.e. a value compatible with seismic stratigraphy data.

##### 7.2.3. Debris avalanche mobility

An equivalent friction coefficient ( $H/L$ ) of 0.22 has been computed for the VLC deposit, this being larger than the range of values observed for Quaternary volcanic avalanches of 0.1 to  $1 \text{ km}^3$  in volume (from 0.09 to 0.18; Siebert et al., 1987). However, the lack of a clear morphological front for this deposit may have led to overestimation of the  $H/L$  ratio (or underestimation of the runout distance).

Recently, it has been stressed that the runout distance may depend primarily on landslide volume, also in the submarine environment (Legros, 2002). In this respect, the main causes of the lower runout of the VLC deposit compared to the PLC one are probably its smaller volume and the lower gradient of the paleoslope (due to growth of the volcanoclastic apron).

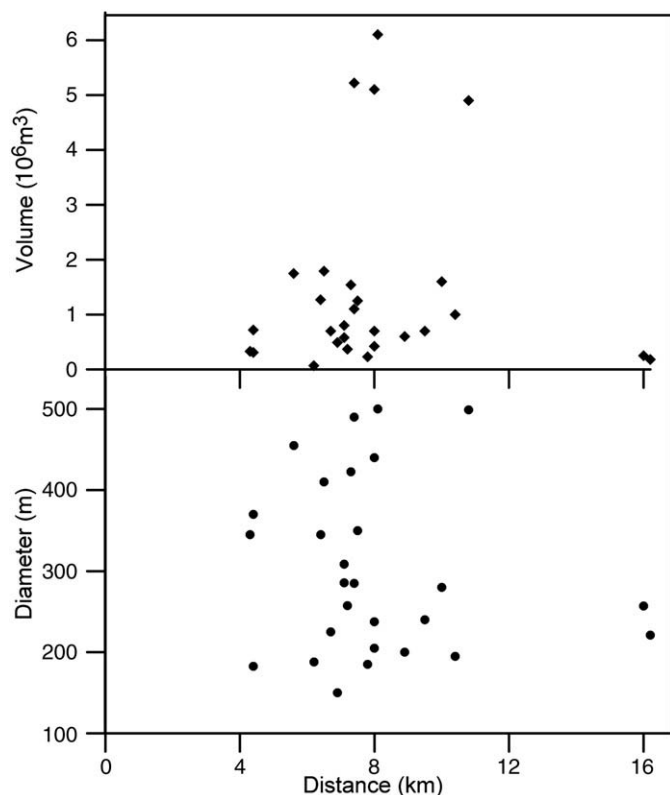
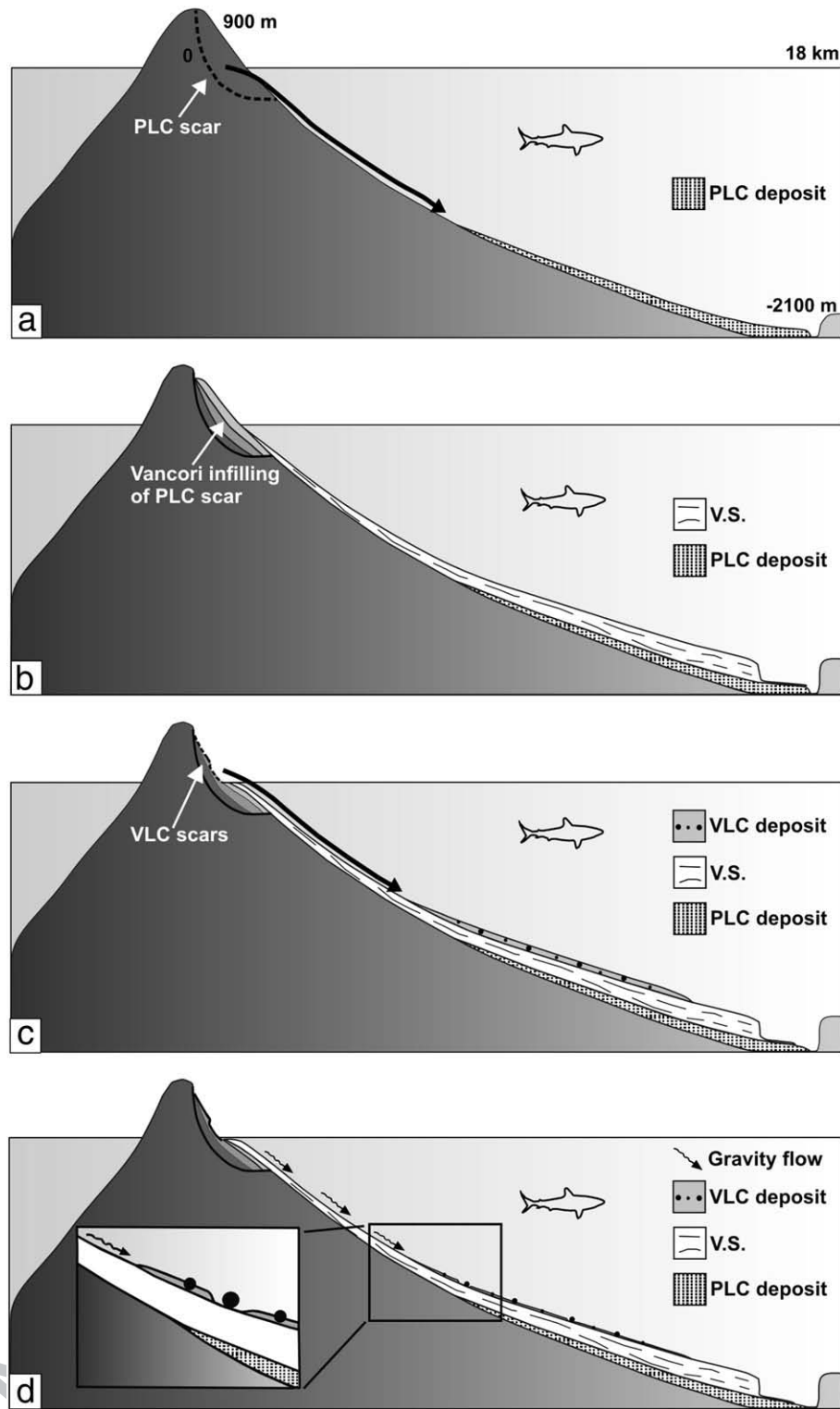


Fig. 10. Megablock statistics showing average volumes (above) and diameters (below) vs. distance to source.



**Fig. 11.** Sketch of the spatial-temporal reconstruction of lateral instability events on the eastern Stromboli flank down to the Stromboli Canyon: a) the earlier PLC produces the older debris avalanche deposit; b) the PLC scar is partially filled and obliterated by products of the Vancori edifice and the offshore deposit is buried below a volcanoclastic sequence (V.S.) and hemipelagic sediments; c) further instability (VLC scars) occurs within the earlier collapsed area, causing the emplacement of the megablock field on the seafloor; d) post-collapse erosional-depositional dynamics (gravity flows) lead to the current flank morphology.

### 7.3. Lateral collapses on Stromboli flanks

The quasi-bilateral symmetry of the Stromboli volcanic edifice, where the preferential distribution of dikes and volcanic centres along the main NE–SW trending axial zone is considered to reflect a structural control, is a major cause of flank collapse.

While the NE and SW flanks, buttressed by older products, are more stable and not affected by large-scale slope failure events, the unbuttressed NW and E flanks are sites of recurrent lateral instability. In particular the NW flank, where preferential accumulation of volcanic products from Stromboli's activity over the last 13 ka years is concentrated, has been the site of repeated Holocene coaxial collapses,



whose current forms and deposits are still visible despite being partly masked by the persisting Strombolian activity (Tibaldi et al., 1994; Kokelaar and Romagnoli, 1995; Tibaldi, 2001; Romagnoli et al., under revision).

On the older and more morphologically degraded opposite eastern flank, at least two failure events are witnessed by the submarine flank setting. Our reconstructions thus show a similar history of growth and collapse affecting this side of the volcanic edifice, therefore the collapse recurrence period needs reassessing. Similarly, up until now, the magnitude of catastrophic failure events affecting the eastern Stromboli flank has been underestimated (Pasquarè et al., 1993). New evidence suggests that at least some of them were large enough to produce significant tsunamis that may have propagated towards the facing Calabrian and Sicilian coasts. We propose that the high effusion rate, hypothesized by Quidelleur et al. (2005) during the growth of the Paleostromboli cone (at about 40 and 60 ka ago) might be related to the occurrence of the PLC event.

The volcano's constructional activity then shifted to the opposite (NW) side of the island in the Neostromboli period, while no further eruptions took place on the eastern Stromboli flank. This new setting caused large-scale lateral collapses on the NW flank of the island while, in the same period, a different kind of lateral instability occurred on the eastern flank. The VLC debris avalanche was, in fact, of smaller volume and shorter runout with respect to the earlier PLC event and to the following debris avalanches observed offshore the NW flank (Tibaldi, 2001). The main cause of the VLC event(s) probably relies on the bedding attitude of the Vancori lavas filling the PLC scar; the superimposition of these lava flows on incoherent material filling the scar likely gave place to structural inhomogeneity and to the occurrence of weak layers, capable of providing failure surfaces for further events. As Masson et al. (2002) pointed out, in fact, the preferential accumulation of new volcanic products within the scar may increase the probability of future instability in that area.

Subsequent shallower smaller landslides affected the lower subaerial slope, creating the eastern flank's present-day scalloped morphology. These minor landslides are probably facilitated by a possible structural control, as suggested by the N64° oriented faults embracing their headwall (Fig. 2; Finizola et al., 2002).

## 8. Conclusions

From evidence of the submerged portions, it appears that multi-stage lateral collapse affected the eastern flank of Stromboli with a magnitude considerably higher than previously supposed on the base of subaerial evidence. In particular, our reconstructions point out that:

- 1) A major subaerial and submarine collapse event occurred at an early stage of the volcano's evolution (Paleostromboli Lateral Collapse, PLC, between 100 and 25 ka BP; Fig. 11a) causing the emplacement of a deposit at the foot of the slope, with estimated volume of  $1\text{--}2\text{ km}^3$ , that reached the Stromboli Canyon.
- 2) The PLC scar was partially filled and obliterated by products of the Vancori period (Fig. 11b), while the original PLC debris avalanche was mostly buried below a thick volcanoclastic sequence (due to volcanic activity and reworking processes) and hemipelagic sedimentation.
- 3) While the constructional activity of the volcano and lateral collapses shifted to the opposite side of the island, on the eastern Stromboli flank one or more additional small lateral collapse(s) (for some  $130 \times 10^6\text{ m}^3$  as total volume) affected the Vancori units that partially fill the PLC depression (Fig. 11c). This multi-scar collapse (VLC) is thought to be responsible for the emplacement of megablocks outcropping on the seafloor. Mass wasting was probably due to the Vancori lavas overlying a weak zone in the PLC infilling deposits, more than being related with volcanic activity.

- 4) After the emplacement of the VLC debris avalanche deposit, gravity-driven flows (evidenced by high-backscatter flow trails) remobilized the more erodible part of the VLC deposit, thus increasing megablock morphological relief (Fig. 11d).

## 9. Uncited references

Acocella, 2005  
Blondel and Murton, 1997

## Acknowledgements

Recent (2002–2006) surveys around Stromboli have been carried out in the framework of researches financed by the Italian INGV (National Institute of Geophysics and Volcanology) and DPC (Civil Protection Department). Crews of R/V *Urania*, *Universitatis* and *Thetis* are gratefully acknowledged along with those people taking part in the surveys. The *TLVOL* cruise was supported by EASS (*European Access to Sea Floor Survey Systems*). Researchers and technicians from NOC are acknowledged for their support in data acquisition and processing.

CNR-ISMAR of Bologna is acknowledged for the reproduction of seismic profiles BG 5 and BG 6. We also want to thank A.M. Conte and L. Francalanci for suggestions on petrochemical analytical results, V. Frezza for paleontological indications, A. Finizola for useful comments on Stromboli's structural framework. A. Tibaldi and an anonymous reviewer are gratefully acknowledged for useful comments. The TRANSFER project contributed towards publication costs as part of geo-hazard dissemination activities.

## References

- Ablay, G., Hurlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 135–159.
- Acocella, V., 2005. Modes of sector collapse of volcanic cones: insights from analogue experiments. *J. Geophys. Res.* 110, B02205. doi:10.1029/2004jb003166.
- Anderson, H., Jackson, J., 1987. The deep seismicity of the Tyrrhenian sea. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 91, 613–637.
- Argnani, A., Savelli, C., 1999. Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian sea: space-time distribution and geodynamic significance. *Geodynamics* 27, 409–432.
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J., Villari, L., 1974. Evolution of Aeolian Arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). *Earth Planet. Sci. Lett.* 21, 269–276.
- Blondel, P., Murton, B.J., 1997. *Handbook of Seafloor Sonar Imagery*. PRAXIS-Wiley & Sons, New York. 314 pp.
- Bosman, A., Chiocci, F.L., Romagnoli, C. Morpho-structural setting of Stromboli volcano revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions. *Bull. Volcanol.*, under revision.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.-C., Deplus, C., Semet, M., 2007. Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *J. Geophys. Res.* 112, B08205. doi:10.1029/2006JB004674.
- Chiocci, F.L., Romagnoli, C., 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie. *Mem. Descr. della Carta Geol. d' Italia*, vol. 58, pp. 81–114.
- Chiocci, F.L., De Alteriis, G., 2006. The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse. *Terra Nova* 18 (3), 202–209.
- Chiocci, F.L., Martorelli, E., Sposato, A., Gruppo di ricerca "TIVOLI", 1998. Prime immagini TOBI dei fondali del Tirreno centro-meridionale (settore orientale). *Geol. Rom.* 34, 207–222.
- Clague, D.A., Moore, J.G., 2002. The proximal part of the giant submarine Waialae landslide, Molokai, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 259–287.
- Coombs, M.L., White, S.M., Scholl, D.W., 2007. Massive edifice failure at Aleutian Arc volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256 (3–4), 403–418. doi:10.1016/j.epsl.2007.01.030.
- Cortés, J.A., Wilson, M., Condliffe, E., Francalanci, F., Chertkoff, D.G., 2005. The evolution of the magmatic system of Stromboli volcano during the Vancori period (26–13.8 ky). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, 1–38.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., Cheminée, J.L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 145–157.
- Falsaperla, S., Lanzafame, G., Longo, V., Spampinato, S., 1999. Regional stress field in the area of Stromboli (Italy): insights into structural data and crustal tectonic earthquakes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 147–166.
- Ferrari, L., Manetti, P., 1993. Geodynamic framework of the Tyrrhenian volcanism: a review. *Acta Vulcanol.* 3, 1–10.
- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO<sub>2</sub> surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, 1–18.

- Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Aubert, M., Ripepe, M., Valenza, M., 2003. The summit hydrothermal system of Stromboli. New insights from self-potential, temperature, CO<sub>2</sub> and fumarolic fluid measurements, with structural and monitoring implications. *Bull. Volcanol.* 65, 486–504.
- Funck, T., Schmincke, H.-U., 1998. Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *J. Geophys. Res.* 103 (B7), 15,393–15,407.
- Gabbianelli, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., Calanchi, N., 1993. Marine geology of the Panarea–Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanol.* 3, 11–20.
- Gamberi, F., Marani, M., 2007. Downstream evolution of the Stromboli slope valley (southeastern Tyrrhenian Sea). *Mar. Geol.* 243, 180–199. doi:10.1016/j.margeo.2007.05.006.
- Gillot, P.Y., Keller, J., 1993. Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanol.* 3, 69–77.
- Hornig-Kjarsgaard, I., Keller, J., Koberski, U., Stadlbauer, E., Francalanci, L., Lenhart, R., 1993. Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian arc, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, 21–68.
- Johnson, R.W., 1987. Large-scale volcanic cone collapse: the 1888 slope failure of Ritter volcano, and other examples from Papua New Guinea. *Bull. Volcanol.* 49, 669–679.
- Keller, J., 1982. Mediterranean island arcs. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. J. Wiley & Sons, New York, pp. 307–325.
- Keller, J., Hornig-Kjarsgaard, I., Koberski, U., Stadlbauer, E., Lenhart, R., 1993. Geological map of the Island of Stromboli. 1:10,000. *Acta Vulcanol.* 3.
- Kokelaar, P., Romagnoli, C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast-population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volcanol.* 57, 240–262.
- Krastel, S., Schmincke, H.-U., 2002. The channel between Gran Canaria and Tenerife: constructive processes and destructive events during the evolution of volcanic islands. *Int. J. Earth Sci.* 91, 629–641.
- Krastel, S., Schmincke, H.-U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P., Alibés, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 106 (B3), 3977–3997.
- Labazuy, P., 1996. In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberger, J. (Eds.), *Recurrent Landslides Events on the Submarine Flank of Piton de la Fournaise Volcano (Reunion Island). Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, vol. 110. Geological Society Special Publication, London, pp. 295–306.
- Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C., Villemant, B., 2003. Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 108 (B1), 2055. doi:10.1029/2001JB001624.
- Le Friant, A., Harford, C.L., Deplus, C., Boudon, G., Sparks, R.S.J., Herd, R.A., Komorowski, J.C., 2004. Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank collapse and erosional processes. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 161, 147–160.
- Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Eng. Geol.* 63, 301–331.
- Lénat, J.F., Vincent, P., Bachèlery, P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 1–36.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology* 24 (3), 231–234.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sci. Rev.* 57, 1–35.
- McGuire, W.J., 1996. Volcano Instability: A Review of Contemporary Themes. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, vol. 11, pp. 1–23.
- Montuori, C., Cimini, G.B., Favali, P., 2007. Teleseismic tomography of the southern Tyrrhenian subduction zone: new results from seafloor and land recordings. *J. Geophys. Res.* 112. doi:10.1029/2005JB004114.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *J. Geophys. Res.* 94 (B12), 17,465–17,484.
- Moore, J.G., Normark, W.R., Holcomb, R.T., 1994. Giant Hawaiian Landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 119–144.
- Moriya, I., 1980. Bandaian eruption and landforms associated with it. collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Hishimura, vol. 66. Tohoku University, Tokyo, pp. 214–219.
- Nakamura, K., 1977. Volcano as possible indicators of tectonic stress. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1–16.
- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lénat, J.F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volcanol.* 66, 585–598.
- Oehler, J.F., Lénat, J.F., Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, 717–742. doi:10.1007/s00445-007-0163-0.
- Ollier, G., Cochonat, P., Lénat, J.F., Labazuy, P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Réunion island, Indian Ocean. *Sedimentology* 45, 293–330.
- Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, 79–89.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Filoche, G., Lefevre, J.C., 2005. Fast geochemical changes and rapid lava accumulation at Stromboli Island (Italy) inferred from K–Ar dating and paleomagnetic variations recorded at 60 and 40 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141 (3–4), 177–193.
- Romagnoli, C., Tibaldi, A., 1994. Volcanic collapse in different tectonic settings: an example from the Aeolian Arc, Italy. *Proc. Int. Congress “Volcano Instability on the Earth and other Planets”*, London, Geological Society, 16–17 May 1994.
- Romagnoli, C., Kokelaar, P.K., Casalbore, D., Chiocci, F.L. Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano. *Mar. Geol.* under revision.
- Santo, A.P., Chen, Y., Clark, A.H., 1995. 40Ar/39Ar ages of the Filicudi Island volcanics: implications for the volcanological history of the Aeolian Arc, Italy. *Acta Vulcanol.* 7, 13–18.
- Satake, K., Kato, Y., 2001. The 1741 Oshima–Oshima eruption: extent and volume of submarine debris avalanche. *Geophys. Res. Lett.* 28 (3), 427–430.
- Schmincke, H.-U., Sumita, M., 1998. Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling. In: Weaver, P.P.E., Schmincke, H.-U., Firth, J.V., Duffield, W. (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results*, vol. 157, pp. 443–469.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristic of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22, 163–197.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.* 49, 435–459.
- Silver, E., Day, S., Ward, S., Hoffmann, G., Llanes, P., Lyons, A., Driscoll, N., Perembo, R., John, S., Saunders, S., Taranu, F., Anton, L., Abiari, I., Applegate, B., Engels, J., Smith, J., Tagliodini, J., 2005. Island arc debris avalanches and tsunami generation. *EOS Trans.* 86 (47), 485–489.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bull. Volcanol.* 63, 112–125.
- Tibaldi, A., 2003. Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 126, 79–95.
- Tibaldi, A., Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduño, V.H., 1994. Collapse type and recurrence at Stromboli volcano, associated volcanic activity, and sea level changes. *Atti Accad. Lincei* 112, 143–151.
- Tibaldi, A., Corazzato, C., Kozhurin, A., Lagmay, A.F.M., Pasquarè, F.A., Ponomareva, V.V., Rust, D., Tormey, D., Vezzoli, L., 2007. Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Glob. Planet. Change* 61 (3–4), 151–174. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.014.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J. Geophys. Res.* 102 (B9), 20,305–20,323.
- Voight, B., Elsworth, D., 1997. Failure of volcano slopes. *Geotechnique* 47, 1–31.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 100 (B12), 24,487–24,498.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 63, 8–19.
- Zanchi, A., Francalanci, L., 1989. Analisi geologico-strutturale dell'isola di Stromboli: alcune considerazioni preliminari. *Boll. Gruppo Naz. Vulcanol.* 1989–2, 1027–1044.

## **Capitolo 5**

### ***Collassi laterali e processi sedimentari attivi sul fianco nord-occidentale di Stromboli***

Questo capitolo è rappresentato dall' articolo "*Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano*" sottomesso a *Marine Geology* il 27 ottobre 2008 ed accettato con moderate revisioni in data 10 febbraio 2009.

#### **Riassunto**

Il seguente lavoro vuole studiare in dettaglio il sistema vulcanoclastico marino presente lungo il fianco sommerso nord-occidentale di Stromboli, esteso da costa fino ad oltre 3000 m di profondità, attraverso l'utilizzo di profili sismici, batimetria multifascio, rilievi sonar a scansione laterale e box-corer. Il principale lineamento morfologico individuato è rappresentato da un ampio rigonfiamento (*bulge*), costituito dai depositi di *debris avalanche* associati ai molteplici settori di collasso che hanno interessato questo fianco negli ultimi 13 mila anni e da un sovrastante sistema di lobi e canali torbidity derivante dalla copiosa produzione di detrito vulcanoclastico in questo attivo settore dell'edificio. In particolare, questo materiale viene dapprima accumulato lungo il ripido pendio della Sciara del Fuoco (SdF, con pendenze superiori ai 30° fino a 300 m di profondità) a seguito della persistente attività "Stromboliana" che caratterizza l'area craterica sommitale nelle ultime migliaia di anni, e successivamente viene rimobilizzato da correnti di densità, che scorrono lungo la depressione e sottostante Canyon della SdF fino a raggiungere il Canyon di Stromboli a circa 2700 m di profondità. La porzione più diluita e superficiale di queste correnti può, tuttavia, tracimare al di sopra del *bulge* ed è quindi responsabile della formazione del moderno sistema torbidity, il cui volume è stato stimato in circa 3.5 km<sup>3</sup>. La caratterizzazione granulometrica e la diversa composizione di granuli presenti nei campionamenti effettuati, hanno permesso di evidenziare

l'evoluzione della popolazione dei clasti dal loro punto di ingresso (depressione della Sciara del Fuoco) fino alla confluenza con il Canyon di Stromboli,

I sottostanti depositi di *debris avalanche* costituiscono invece il nucleo principale del *bulge*, con un volume stimato di  $8.5 \pm 2.5 \text{ km}^3$ , in buon accordo con la somma dei volumi stimati a terra per i diversi collassi di settore. Tuttavia, la suddivisione delle diverse unità di *debris avalanche* a mare non sembra possibile sulla base dei dati a disposizione, ad eccezione della parte distale, dove possono essere riconosciuti due possibili fronti morfologici associati a queste unità.

Oltre agli elementi morfologici prima indicati, verranno brevemente introdotti e discussi nel lavoro anche alcuni lineamenti morfo-strutturali esterni al sistema stesso, come il Canyon di Stromboli ed un'area lobata a NW del *bulge*, evidenziando il loro ruolo nell'evoluzione del sistema.

# Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano

Claudia Romagnoli<sup>a</sup>, Peter Kokelaar<sup>b</sup>, Daniele Casalbore<sup>a</sup>, Francesco L. Chiocci<sup>c,d</sup>

<sup>a</sup>University of Bologna, Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali  
P.zza di Porta S. Donato 1, 40126, Bologna (Italy)  
Tel. 0039 051 2094900  
Fax 0039 051 2094904

<sup>b</sup>Department of Earth and Ocean Sciences, University of Liverpool, Liverpool, L69 3BX, UK

<sup>c</sup>University of Roma La Sapienza, Dip. Scienze della Terra  
P.le Aldo Moro 5 Roma 00185 (Italy)

<sup>d</sup>CNR, Istituto di Geologia Applicata e Geoingegneria, Roma, Italy  
P.le Aldo Moro 5 Roma 00185 (Italy)

Claudia.romagnoli@unibo.it (corresponding author)

p.kokelaar@liv.ac.uk

Daniele.casalbore@unibo.it

Francesco.chiocci@uniroma1.it

## Abstract

The marine volcanoclastic system extending to 3 km water depth on the northwest flank of Stromboli volcano has been surveyed using seismoacoustic profiling, multibeam bathymetry, deep-towed long-range side scan sonar imaging and box-core sampling. Deposits and sea-floor topography record repeated flank collapses that have occurred during the last 13 ka and created the present Sciara del Fuoco scar. An extensive (170 km<sup>2</sup>) debris avalanche deposit characterized by subdued hummocks (megablocks) is buried by turbidites formed from gravity currents that originated in Sciara del Fuoco. The currents were mainly deflected along the margin of the avalanche deposit, but also spilt over onto it. The turbidites reflect topographic flow stripping and their thinning towards slightly steeper slopes indicates that some material that settled there drained further down slope as secondary higher concentration flows. The estimated volume of the entire fan-shaped bulge amounts to  $12 \pm 2.5$  km<sup>3</sup>, about 3.5 of which is attributed to the post-collapse sedimentation. The remaining  $8.5 \pm 2.5$  km<sup>3</sup> is in the order of the volume computed for the material removed in the multiple sector collapses that affected the NW Stromboli flank. In particular, two possible different units have been identified in the distal part of the bulge through the recognition of their fronts, indicating a layered structure for the debris avalanche deposits, in agreement with the postulated multi-stage emplacement.

Granulometric and particle-type characterization of seabed samples shows clast population evolution with sedimentary transport distance, from the main entrance point of debris in Sciara del Fuoco, to the confluence with the Stromboli Canyon, and on into the Marsili Basin some 45 km from the island. Changes in particle populations are due to selective sedimentation and also mixing with a wide range of terrigenous detritus brought by currents that descended the main Stromboli Canyon from the continental shelf. Copious fine sand and silt is produced at the volcano and occurrence of mainly coarse-grained material along the channel to the Marsili Basin is taken to indicate that a considerable volume of volcanoclastic material from Stromboli lies in the sedimentary succession accumulating on the distal basin floor, where a deep-sea fan is growing.

**Key words:** Stromboli, island volcano, mass movement, density current, marine geophysical survey, volcanoclastic particle analysis

## 1. Introduction

The growth of island volcanoes typically involves a wide range of processes of degradation as well as eruptive activity when large amounts of lava and tephra can enter the sea. In addition to the erosion of shorelines that typically are unprotected, with only narrow shelves, if any, flank collapses on a variety of scales are normal. The collapse of unstable volcano flanks, with or without contemporary eruption, commonly involves masses of the pre-existing edifice that extend far below sea level. Mass-wasting deposits range from debris avalanche fields that can include huge fragments of the volcano (toreva blocks) and hummocks of partially disaggregated material, through debris-flow deposits and turbidites, to suspension sediments. These primary and secondary volcanic materials tend to form large submarine volcanoclastic aprons or fans that potentially record the eruptive, volcano-tectonic and sedimentary evolution of their parent volcano (Schneider, 2000). During the transport of volcanoclastic debris in submarine systems there is considerable modification of the clast populations, for example by preferential deposition of large or dense clasts, or by preferential clast comminution wherein delicate glass shards become pulverized, or by flow stripping where topographic obstacles deflect some but not all of a density current. These processes of particle-population modification tend to obscure the sedimentary record of the primary processes of eruption or collapse (Kokelaar and Romagnoli, 1995).

Modern techniques of marine geophysical imaging allow both the seafloor and the subsurface to be analysed in detail, as around Hawaii (Moore et al., 1989, 1994), the Canary Islands (Watts and Masson, 1995, 2001; Masson, 1996; Urgeles et al., 1997 and 1999; Masson et al., 2002), La Réunion (Lénat et al., 1989; Ollier et al., 1998; Oehler et al., 2004, 2007), the Lesser Antilles (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003; Boudon et al., 2007) and the Aleutian arc (Coombs et al., 2007). However, sampling in proximal areas remains difficult due to slope steepness and the coarseness of material.

Consequently the material organization of proximal areas of modern submarine  
volcaniclastic fans and aprons remains poorly documented (Ollier et al., 1998), in  
contrast to distal areas.

Stromboli is an active volcano in the Aeolian Islands magmatic arc, in the  
Southeastern Tyrrhenian Sea, and is ideal for studying volcaniclastic deep-sea systems  
in relation to both eruptive activity and collapses due to large-scale instability. The  
northwestern flank of Stromboli has been repeatedly affected by lateral collapse in the  
last 13 ka (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001) and the related deposits, along with the  
products of the persistent eruptive activity, are spread over a large submerged sector.  
The persistent Strombolian explosive activity, including frequent paroxysmal phases  
and effusions of lava, has contributed to partial filling of the latest collapse scar, known  
as Sciara del Fuoco (hereafter SdF), so that both primary and reworked volcaniclastic  
material extends from the volcano summit through the shoreline to many kilometres off  
shore. A considerable volume of Stromboli volcaniclastic products lies in the  
sedimentary succession accumulating in the Marsili Basin bathyal plain (Fig. 1), which  
should record the successive volcanic collapses and consequent changes in the eruptive  
behaviour.

In this paper the marine volcaniclastic system on the northwestern flank of  
Stromboli is described in detail and the relationships between multi-stage lateral  
collapses and sedimentary processes in the development of the off shore channels and  
fan are interpreted. This work bears on the interpretation of deep-marine sedimentary  
basin successions in terms of processes occurring concurrently at a tectonically unstable  
continental shelf and an active volcanic arc.

## **2. Geological framework**



Stromboli, the easternmost island of the Aeolian Archipelago, is a mostly submerged, steep-sided active volcano rising over 3000 m above the surrounding seafloor (Fig. 1). The volcanic edifice is surrounded on its eastern and northern side by the Stromboli Canyon, which is a huge erosional feature that extends from northern Sicily, cuts the Calabrian slope south of the central-eastern Aeolian volcanoes (Fig. 1) and delivers sediments from the volcanoes and the continental margins down to the Marsili Basin at >3000 m below sea level. Northeast of Stromboli, the canyon forms a large embayment where it is deflected westward; in its lower reaches it receives volcanoclastic detritus from the northwestern flank of Stromboli.

Stromboli shows a quasi-bilateral symmetry about a main NE-SW axis, parallel to the main alignment of dykes, fractures and volcanic centers on the island (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2004). This axis across the volcano summit is controlled mainly by regional tectonic stresses, although recent observations on the submerged portions (Bosman et al., under review) indicate that structural trends in different directions (e.g. N64°E) may also have influenced the volcano. The tectonic setting seemingly exerts a major control on the geometry of lateral collapses, through the NE-SW alignment of eruption sites and hence the distribution of buttress forces. The NE and SW flanks of the edifice, buttressed by older volcanic units, are relatively stable, while the unbuttressed NW and SE flanks are prone to failure. Besides the well known multi-collapse evolution of the northwestern flank of Stromboli during the last 13 ka (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001), features indicative of large-scale collapse have recently been recognized also on the opposite (i.e. eastern) side of the edifice, where there are hummocks of a debris avalanche deposit at the base of the slope (Fig. 1; Romagnoli et al., under review).

Additional factors influencing the geometry and triggering of Stromboli collapse include magmatic inflation with edifice dilation and lateral stress concentration, which



cause opening of fractures: on the NW flank of Stromboli recurrent collapse was promoted by both fracture and dyke propagation in the circum-collapse zone and by an increase in eruption rates (Tibaldi, 2001, 2004). Four coaxial sector collapses reconstructed on the NW Stromboli flank (Fig. 2) show internally concentric escarpments, indicative of a progressive decrease in the areal extents and volumes involved.

## **2.1 The Sciara del Fuoco submarine collapse-scar – canyon – fan system: previous work**

Sciara del Fuoco (hereafter SdF) is the scar formed in the latest collapse, less than 5000 years ago, and is where a large proportion of erupted tephra and lavas have accumulated since then, especially during periodic paroxysmal eruptions. The scar acts as a channelway to the sea for the eruptive products and for loose debris moving gravitationally down its constructional repose slope (Kokelaar and Romagnoli, 1995). It is partially filled by alternations of lavas, spatter deposits and loose volcanoclastic debris that form a 30-40° slope in the subaerial and shallow-water part, and a 17-20° slope in the submerged section between -300 and -750 m; the slope is continuous between the subaerial and shallow-submerged part (Fig. 2a; Chiocci et al., 2008a).

The SdF scar, 3 km long and 2 km wide, shows the horseshoe-shaped form (Fig. 2a) that is typical of source areas of volcanic debris avalanches (Siebert et al., 1987). The lower limit of the slide-detachment surface, indicated by convergence of the lateral walls, is at ~750 m bsl. A hypothetical reconstruction of the SdF detachment surface was attempted by Kokelaar and Romagnoli (1995), who estimated 0.97-1.81 km<sup>3</sup> as the possible original volume of material that was removed in the last collapse. Tibaldi (2001) estimated a smaller volume of 0.73±0.22 km<sup>3</sup>, reflecting assumption of a slightly different slide-surface form.

Offshore beneath the collapse scar, a fan-shaped mounded deposit is well defined down to over 2600 m bsl, more than 20 km from the island. Based on its morphology and volume, Kokelaar and Romagnoli (1995) related this deposit to multiple collapses affecting the NW flank of the island. Their estimated cumulative volume of 4.7-6.1 km<sup>3</sup> did not refer to the lowermost portion of the fan-shaped deposit, due to instrumental limitations of their survey to ~2200 m bsl, and thus it is not directly comparable to the summation of the four collapse volumes estimated by Tibaldi (2001) at 3.02-7.06 km<sup>3</sup>, although it is in good agreement.

On seismic profiles, the upper to middle part of the fan surface shows elongate longitudinal mounds alternating with troughs and appears blanketed by relatively fine-grained deposits. These are interpreted as turbidites derived mainly from unconfined density currents as well as overbank currents stripped from flows moving down a major sediment pathway along the east side of the main fan.

Downslope from the SdF scar and continuous with it, the Sciara del Fuoco Canyon (hereafter SdF Canyon) is the major pathway of volcanoclastic density currents generated at or near the SdF shoreline during eruptions, during storms and following slope-failure events. Coarse-grained volcanoclastic deposits sampled in the canyon record high-energy density currents; formation of turbiditic overbank deposits on the fan is promoted by the northwards and northeastwards deflection of the canyon by the fan, leading to topographic flow stripping (Kokelaar and Romagnoli, 1995).

### **3. Data and methods**

After the first survey in 1991, which entailed detailed investigation of the western submerged flank of Stromboli only to about 2200 m bsl (Romagnoli et al., 1993; Kokelaar and Romagnoli, 1995), a new survey in 1995 extended the study to deeper water to improve understanding of the entire sector-collapse deposits and of the active

volcaniclastic system. A dense network of bathymetric and seismic (Sparker 4.5 kJ) profiles, spaced at 500-700 m down to the 2600 m isobath and at about 2 km down to 3000 m bsl, was collected in a large sector N and NW of Stromboli (Fig. 3). Seabottom sampling (box-coring) was undertaken to characterize the main seismoacoustic facies and for follow-up granulometric and particle-population studies.

The 1995 data set has been integrated with deep-towed side-scan sonar and 3.5 kHz sub-bottom profiling records (acquired in 1994 and 1998 with MAK-1 and TOBI instruments, in *TTR4* and *T.I.VOL.I.* cruises respectively, Fig.3; for details see Kidd et al. (1995, 1998), Chiocci et al. (1998) and Bosman et al. (under review). In 2002-2006 the acquisition of GPS and DGPS-positioned multibeam swath bathymetry enabled the creation of a marine DTM with a cell size of 15 m down to 2500 m and 200 m below this. The high-resolution DTM was the base to (re)locate all previously acquired seismic and sonar data. Relevant features have been mapped by a joint interpretation of sonar backscatter, multibeam bathymetry and Sparker profiles, the latter analyzed by means of the open source software *SEISPRO 1.2* (ISMAR-CNR, Bologna). An acoustic velocity of 1500 m/sec has been assumed for the time-depth conversion on seismic profiles.

For granulometric and particle-population analysis the samples were washed and disaggregated ultrasonically in distilled water before they were wet-sieved manually. Weighed samples were divided in two fractions one of which was kept. Each fraction of sediment obtained was dried and weighed and the weight, weight percentage and the cumulative frequencies were recorded. Grain size analysis utilised sieve mesh size ranging from 2 mm to 0.0625 mm diameter ( $-1 \leq \phi \leq 4$ ) with an interval of  $\phi=1$ . At least 300 grains were counted in each sieve fraction using a binocular microscope to characterize the particle population. Ten clast types were defined and counted. Most clasts are distinct enough to facilitate rapid determination, but some subjectivity exists

in the classification of transitional types; e.g. semi altered black glass or brown glass. Crystal fragments, especially with a thin coating of glass, are not easy always to identify, but in the Stromboli-derived material generally include abundant olivine with pyroxene and plagioclase.

## **4. The deep-sea volcanoclastic system**

The sedimentary architecture of the northwestern submerged Stromboli flank is complex due to the superimposition of products of successive events. Features interpreted as due to multiple collapses of the NW flank have been mapped (Fig. 4) and others recording pre- or post-collapse erosion and deposition by volcanoclastic density currents have been analysed in some detail. These features are discussed in terms of being collapse-related (section 4.1) and post-collapse (4.2), following which pre-existing features adjacent to the volcanoclastic system are described briefly (4.3). Particle-population studies are reported (section 5) and then the evolution of the entire system is discussed (section 6).

### **4.1 Collapse-related features**

Collapse-related features include (1) the SdF scar and (2) the debris avalanche fan, both of which have been introduced above (section 2.1) according to previous knowledge. New data that allow a better definition of collapse events and of their central role in the development of the marine volcanoclastic system are reported here.

#### **4.1.1 The SdF scar**

The submerged extension of the SdF scar, down to 750 m bsl, is imaged in Figure 5, where the detail of the marine DTM shows the continuity of this feature between the subaerial and submerged parts, especially in its steep lateral escarpments. The latter are

cut by a sub-horizontal shore platform in shallow water (above 30 m depth) and are incised by several minor gullies and scars, partially degrading the original collapse lateral walls.

Marked morphological continuity characterizes the SdF slope, which is interpreted as built by volcanic activity and modified by slope processes occurring at different temporal and spatial scales: i.e. ranging from small slides or grain flows with weekly to monthly recurrence to failure events occurring on multi-annual to decadal scales (Chiocci et al. 2008a). The result is a steep ( $>30^\circ$ ) volcanoclastic slope made up of coalescing debris fans that extend from the lower subaerial slope to the upper submarine slope, down to 300 m bsl. Below 300 m bsl, the slope gradually lessens to  $\sim 22^\circ$  at depths up to 500 m and to  $16^\circ$ - $18^\circ$  at 500-700 m bsl.

In the seismic profile of Figure 6, the strike section of the submerged SdF, with its steep lateral escarpments and flat bottom due to partial infilling of the original scar, contrasts with the V-shaped section of the Piscità canyon, which deeply cuts the western Stromboli flank farther to the NE (Figs 2 and 7). Repeated superficial (dredge) sampling in the SdF scar indicates that the seafloor is made up of gravel and blocks (lavas and scoriae) with coarse sand, suggesting prevalent by-passing of SdF-derived finer grained fractions.

#### **4.1.2 The debris avalanche deposit**

A fan-shaped bulge extends from about 700 m bsl to  $>2700$  m bsl, at the foot of the northwestern flank of Stromboli, where it overruns the Stromboli Canyon (Fig. 4). The fan has an areal extent of  $\sim 170 \text{ km}^2$  and, as a whole, is longer than wide. The present-day outer limits of the debris avalanche deposits, roughly inferred from bathymorphological evidence, have been carefully verified using seismic profiles and side scan sonar records. In detail, the eastern limit corresponds with the SdF Canyon and the

North Valley (Figure 7), while to the west the fan margin trends WNW-ESE down to about 2200 m bsl, where it meets the wide, N-S to NW-SE trending, Stromboli-Panarea Valley. This latter erosional feature descends from the saddle between Stromboli and the nearby Panarea volcano (Fig. 4) and partly surrounds a sub-conical submarine volcanic edifice about 6 km in diameter (named North B Seamount by Gabbianelli et al., 1993). Importantly, the mapped extent of the present debris-avalanche fan does not correspond to its original area, because successive erosional and mass-wasting processes have re-shaped its lateral portions.

The present-day upper portion of the fan (Fig. 5) has a slope  $\geq 10^\circ$  that decreases to  $6-7^\circ$  at about 2000 m bsl; it shows a mounded surface with elongate radial lobes that extend downslope and alternate with troughs. These features are considered formed by turbidites that accumulated on the debris avalanche deposits (described in section 4.2.2). Below 2300 m bsl, the fan flattens to have an average slope of some  $3^\circ$  with a width of 14 km (Fig. 7). On long-range side-scan sonar records (Fig. 8) the fan surface shows a speckled facies, with punctuation by high-backscatter domains. These domains are interpreted as the tops of megablocks or hummocks protruding from the sedimentary blanket covering the fan (Kidd et al., 1995, 1998). This characteristic facies confirms that the main (buried) mass of the fan-shaped bulge primarily comprises debris avalanche deposits related to collapse(s) of the NW flank of the island.

Observations and measurements on megablocks was justified after comparing different data sets (bathymetry, side-scan sonar and seismic) with variable resolution; only megablocks distinguished by more than one survey technique have been taken into account for statistical purposes and amount to 50 examples. Megablocks are recognizable below -1800 m and down to -2700 m bsl, being mostly concentrated below -2300 m where the sedimentary blanket on the fan thins (see section 4.2.2). Their distance from the source area, the SdF scar, ranges from 7.5 to 20 km; a few distal

outlying megablocks are visible in the Stromboli Canyon bottom (see section 4.3.1). Block diameters average 150-200 m and range between 70 and 600 m, although smaller examples might exist unresolved due to the instrumental limits. Most megablocks protrude no more than 30 m above the seabed; a few are as tall as 80-100 m. An overall crude positive correlation appears between the megablocks average *apparent* size and their distance from the source area (Fig. 9). This might reflect the increasing depth of burial by blanketing deposits towards the source, rather than a systematic relationship of size versus transport distance. Recent sedimentary cover partially masks most of the primary characters of the upper and intermediate sectors of the debris avalanche deposits.

In the distal sector, where post-collapse sediments are thinner and patchy, two different edges of the debris avalanche deposits (1 and 2 in Figs. 4 and 10) are distinguishable. The lower unit (debris avalanche unit 1; DA1) crops out between 2600 and 2700 m bsl, has a convex shape in plan view and extends into the Stromboli Canyon, partially deflecting its southern thalweg. The area of this outcrop is  $\sim 25 \text{ km}^2$ , some 14 percent of the whole area of the fan. On seismic profiles, DA 1 is characterized by a highly diffractive seismoacoustic facies with a maximum thickness of about  $\sim 80\text{-}90 \text{ m}$  ( $100\text{-}120 \text{ ms TWTT}$ ) at 2600 m bsl thinning downslope to form a wedge-shaped geometry on dip-direction seismic profiles (Fig. 10).

Edge 2 lies in an inner and shallower position with respect to edge 1 (Fig. 4), suggesting that it represents the front of a younger, superimposed debris avalanche deposit (DA 2, Fig. 10). Edge 2 is clearly identified only in the northwestern area of the fan, where it is marked by a NNE-SSW oriented highly reflective sub-vertical scarp, at 2600-2660 m bsl, by high-backscatter patches and outcropping megablocks (Fig. 8c). Upslope, both debris avalanche units are covered by turbidites and are not seismically

distinguishable. The absence of other recognizable lateral edges or morphological fronts precludes discrimination of further depositional units.

Protruding megablocks in the medial and upper part of the fan-shaped bulge are considered to belong to DA 2. They appear randomly distributed in areas with relatively thin sedimentary cover, although they form roughly radial downslope alignments, as do the turbiditic depositional lobes (Fig. 4; see section 6.2), possibly indicating local flow directions for debris avalanche deposits (Oheler et al., 2007).

## **4.2 Post-collapse features**

Sciara del Fuoco Canyon, descending from the SdF scar, is gradually deflected northwards and northeastwards by the raised topography of the bulge of the debris avalanche deposit (Fig. 4); it is clearly a post-collapse feature, as is the mounded turbiditic cover on the upper portion of the debris avalanche fan (Fig. 5). Such erosional and depositional features both reflect interaction of sediment gravity currents with the avalanche deposits.

### **4.2.1 The SdF Canyon and North Valley**

The SdF Canyon (SdFCy; Figs 4, 5, 7 and 11a) shows a slightly asymmetric section; between 900 and 1700 m bsl it is bounded on its eastern side by a N-S elongate, 40 m-high depositional ridge that, from seismoacoustic downlapping and (low) backscatter facies, is interpreted as a levee deposit (SdFL). In contrast, the floor of the SdF Canyon is characterized by high-backscatter streaks that reflect both the coarse-grained nature of the volcanoclastic material sampled here and the trails of successive density currents (see section 4.2.2).



Below 1700 m bsl, where the eastern levee peters out (Fig. 4), the high-backscatter deposits of the SdF Canyon floor merge with similar deposits that originated from the Piscità Canyon (Figs 4 and 7). They converge into an area confined to the west by the debris-avalanche fan and to the east by volcanic ridges at the northern foot of the Strombolicchio volcano. Here, between 2200 and 2300 m bsl, features characterized by sub-rounded morphological relief in the hundred-meter scale (hummocky facies), and as circular high-backscatter patches in deep-towed side scan sonar records are recognizable (Figs. 4 and 12a). Similar to other volcanic areas (e.g. Blondel and Murton, 1997) these are due to outcropping primary volcanics of relatively recent age; they constitute the pillow lava field of Di Roberto et al. (2008).

Further downslope, a wide depressed area, here named North Valley (Figs 4 and 7), collects sediment gravity currents from both the Sciara del Fuoco and Piscità Canyons as well as the submerged Strombolicchio slope. High-backscatter transverse E-W oriented bedforms, 100-300 m long and with a wavelength of about 200 m, are evident on long-range side scan sonar images (Fig. 12a) within the North Valley. They are interpreted as recording the occurrence of gravity flows channelized within the N-S oriented erosional features between outcropping volcanics. Such features are closely similar in shape and size to other coarse-grained sediment waves observed in the proximal part of deep-water turbiditic systems, within canyons, channels and channel-lobe transition zones (Wynn et al., 2002). The backscatter pattern across the waves suggests that the flow velocity increases on the downslope flanks of the waves, leading to deposition of coarse sediment streaks (Wynn et al., 2000).

From 2300 to >2500 m bsl, North Valley is confined to the east by a slightly elevated and flat depositional area characterized by high-amplitude continuous internal reflectors (over 200 ms, ~150 m in thickness; Fig. 13). This feature is related to overbank deposition from currents that escaped from the Stromboli Canyon at its inner

(westward) bend (Kidd et al., 1998; see Fig. 4 and section 4.3.1). The occurrence of a steep scarp ~ 40 m high (erosional scarp in Figs 4, 12a and 13) is attributed to undercutting by currents in North Valley, which is causing retreat of the western limit of the overbank deposit.

Below 2500 m bsl, distinct channels are not recognizable within North Valley, which forms the eastern limit of the debris-avalanche fan and gradually turns to the NNW down to its confluence with the Stromboli Canyon (Fig. 4). In this lower section, the bedforms are larger and more laterally extensive, with wavelengths of 500-600 m, height of a few meters (Fig. 12b) and orientation transverse to the slope in North Valley. On deep-towed sonar records (Fig. 12) the bedforms appear as irregularly crenulated lineations and are interpreted as indicating energetic movement of sediment in turbidity currents (Kidd et al., 1995 and 1998). Erosional scarps a few tens of meters high are also present in the valley bottom. On 4.5 kJ Sparker profiles, North Valley shows a diffracted seismoacoustic pattern with semi-continuous, high-amplitude reflectors (Fig. 13) indicating prevalence of coarse-grained debris. Pebbles several centimeters in diameter, sampled in the valley bottom (see Section 5) indicate powerful currents and by-pass of fine sand and silt.

#### **4.2.2 Turbidites on the debris avalanche fan**

Turbiditic strata have been mapped on the top of the debris avalanche fan, on the basis of seismic evidence coupled with the bathy-morphology and sampling results. In the upper part, from 750 to ~2400 m bsl (Figs 4, 5 and 7), there is a convex and mounded morphology, characterized by elongate radial lobes alternating with a network of troughs. One major depositional lobe, up to 1 km wide and 2 km long in the slope direction, is developed in the apical part (Fig. 11a), while down slope there are further lobes separated by troughs (Fig. 11b). On strike seismic profiles, the depositional lobes

show gently inclined internal reflectors with downlap terminations. All the lobes have  
kilometric downslope extent, ranging from 3 to 8 km, and are laterally delimited by  
troughs some tens of meters deep and defining a radial pattern.

The trough network starts where the SdF Canyon is deflected northwards (Figs 4  
and 5); here, the upper portions of density stratified turbidity currents are stripped and  
surmount the topographic barrier while lower, denser and more coarse-clast-rich parts  
continue along the canyon. The canyon floor pathway takes coarse debris, including  
volcaniclastic pebbles and gravel, as well as sands, while the overbank currents  
transport mainly sand-grade detritus and finer material that form turbiditic mounds and  
blankets on the debris-avalanche deposits (Kokelaar and Romagnoli, 1995). Although  
the turbiditic system formed mainly by direct sedimentation from stripped low-  
concentration particulate clouds, it appears that where the slope of the fan is steeper, the  
settling of sediment led to formation of secondary flows that continued downslope so  
that the deposits thin towards the lows.

On long-range side-scan sonar (Fig. 14) the troughs are in fact characterized by  
medium-high backscatter and show inner transverse bedforms, suggesting the  
occurrence of significant down-slope sediment transport and relatively energetic flows  
in interlobe areas. The bedforms, about 400 m long and with a wavelength of about 130  
m, begin to develop below about 2000 m bsl, where the slope gradient decreases to  $\leq 7^\circ$ .  
In contrast, the lobes have a lower-backscatter acoustic facies, suggesting prevalence of  
finer-grained sedimentary cover and with locally emergent megablocks and high-  
backscatter lineations (Fig. 14).

In the lower part of the turbiditic cover, below 2400 m bsl (Fig. 4), the seabed  
flattens except for a few depositional lobes that have a low morphological relief. In  
interlobe areas, wide and shallow low-backscatter depressions are present, with

widespread bedforms transverse to the slope (upper part of Fig. 14); these testify to passage of unchannelized sediment-gravity flows.

On the whole, the upper part of the sedimentary cover shows an average thickness in the order of  $\sim 60$  m (80 ms TWTT) or greater, while below 2400 m bsl a diffuse blanket of  $\sim 40$  m (50-60 ms) occurs. Its thickness is, however, rather patchy and irregular, allowing megablocks to emerge locally.

Along the western limit of the fan (Fig. 4) a seismic facies characterized by discontinuous and highly diffracted reflectors is interpreted as due to superficial sediment instability. Towards the NW limit of the fan, in particular in an area located between 2600 and 2700 m bsl, large and regularly spaced bedforms striking northeastwards and with an average wavelength of about 300 m and amplitude of some 5-10 meters are recognizable in the side-scan sonar record (Fig. 8b), indicating a flow direction obliquely towards the northwest across the fan (Kidd et al., 1998). This suggests that density currents reach the lower NW slope where, together with gravity flows coming from the Stromboli-Panarea Valley (Fig. 4), they lead to the development of a drainage system of gullies across the uneven outcropping volcanic terrain (section 4.3.2).

### **4.3 Pre-existing features**

In this section some main features external to the Stromboli deep-sea volcanoclastic system are briefly introduced, focusing on their role in the system evolution. The Stromboli Canyon lower tract (section 4.3.1) collects both collapse-related deposits, which partially deflect its southern thalweg (Fig. 4), and volcanogenic sediments produced by normal eruptive and mass-wasting activity of Stromboli. The lower slope NW of Stromboli extends from the northwestern volcano flank towards the eastern edge

of the Marsili Basin and shows a peculiar morphology, suggestive of primary volcanic basement (section 4.3.2).

#### **4.3.1 Stromboli Canyon lower tract**

Stromboli Canyon trends northwards around the eastern submerged base of Stromboli-Strombolicchio and shows a broad and sinuous thalweg. Northeast of Stromboli, it is deflected by the Lametini Seamount (Fig. 4) and turns to the west, extending in this direction to the Marsili Basin bathyal plain (Fig. 1, inset) at a depth of ~3000 m. Large bedforms and scours in the canyon floor at the bend and down slope of this suggest the occurrence of high-energy turbidity currents; overbank deposits at the inner bend of the canyon form a wide and flat plateau (see also section 4.2.1 and Fig. 4).

Bathymetry of the Stromboli Canyon lower tract (Fig. 15) shows a highly variable section that, from a wide and multi-thalweg floor in the east (Figs 16a and 17a), becomes extremely narrow and incised in the western part (Fig. 16 b and c; Fig. 17b). Here, a WNW-ESE oriented, 7 km-long deeply incised and straight canyon tract suggests a structural control or constraint between coherent walls of morphological highs (Gamberi and Marani, 2007; see section 4.3.2). The change of pattern corresponds to a section where the Stromboli Canyon floor is asymmetric and partly restricted by the debris avalanche deposit, which causes a large loop in the canyon path (Figs 15 and 17b). At ~ 3000 m bsl the Stromboli Canyon debouches into the Marsili Basin and feeds a deep-sea fan ~ 40 km long and 20 km wide (Gamberi et al., 2006). Coarse-grained sands and gravel floors the canyon.

#### **4.3.2 The NW lower slope**

Northwest of the deep-sea debris avalanche fan, below 2700 m and 3100 m bsl, a lobate area of ~130 km<sup>2</sup>, dips slightly towards the bathyal plain (few degrees average slope).

Due to its rather uneven morphology, with elongate ridges alternating with gullies, and due to apparent downstream continuity with the northwestern edge of the debris avalanche deposit, the area has been investigated to determine its nature and possible relationships with the large-scale collapse deposits derived from Stromboli.

The northern border of this morphologically irregular area coincides with the Stromboli Canyon lower tract, displaying a highly diffractive seismoacoustic facies on Sparker profiles (Fig. 16c) and a very high-backscatter facies on side-scan sonar records, suggestive of primary volcanic features (Fig. 17b). The slope is characterized by morphological steps showing high backscatter on side-scan sonar MAK-1 records (Fig. 18) and hyperbolic echoes on seismoacoustic profiles (Fig. 16 c and d), with intervening low-backscatter, smoothed areas draped by sediment. The high-backscatter features are interpreted as outcrops of a buried substratum made by primary volcanic basement, as suggested by Kidd et al. (1998). The low-backscattered areas show, on seismic profiles, the presence of stratified units, not continuous over the whole area but irregularly distributed above the acoustic basement (Fig. 16c and d); some of these represent levee deposits of gullies cutting the NW lower slope.

## **5. Volcaniclastic sediment analyses**

Granulometric and clast population data have been derived to elucidate the nature and behaviour of turbidity currents derived from Stromboli and the surrounding areas. Currents along the Stromboli Canyon upstream of the confluences with the canyons that descend from Stromboli volcano transport and deposit a diverse assemblage of terrigenous material, mainly metamorphic minerals and lithic fragments, as well as various brown or white volcanic glass fragments, crystals and organic detritus including wood (Fig. 19). These derive from numerous sources on the north-Sicilian and Calabrian shelves and slopes, and from other volcanoes of the central-eastern

Aeolian Archipelago. Sampled fragments show differing degrees of abrasion, according to their strength and to different reworking and transport histories. The location of box-core sample sites is given in Table 1 and in Figures 7 and 15. The samples are mostly described in order of increasing distance down-slope and further from Stromboli along the main sediment dispersal routes of the Sciara del Fuoco Canyon and the Stromboli Canyon, as far as the Marsili Basin.

Samples ST012, 013, 014 and 015 are of turbidites on the upper part of the debris avalanche fan: the first three from the mounded lobes and sample 015 from an interlobe trough. ST012 is from the apex of a mound at 1315 m bsl (Fig. 7). It comprises Stromboli-derived poorly sorted sand with some intraclasts of mud/clay and some poorly vesicular trachybasaltic clasts up to pebble size. Black glass is predominant at ~ 80%, while crystal fragments constitute most of the remainder; white and brown glass are absent. The dense pebbles suggest that this deposit derived from a density current that had sufficient energy for its lower part to surmount the fan, at least in part (compare location in Fig. 7 with the relief model of Fig. 5).

Sample ST013, from a greater depth than ST012, at 2007 m bsl (Fig. 7), is mainly a Stromboli-derived sandy deposit with a distinctive proportion of red, oxidised grains. It comprises 13 cm of moderately well sorted coarse to medium sand, with slight normal grading, sharply overlain by ~ 0.5 cm of mud/clay and with a further 2.5 cm of moderately well sorted medium to fine sand on top. Black glass predominates while variably altered and reddened glass, crystal fragments and lithics fluctuate in relative abundance; white and brown glass are absent and organic particles occur sparsely. The relatively well sorted and only slightly graded nature of these sandy layers, in comparison to ST012, suggest deposition from density currents that here lacked a wide range of particle sizes. Either the currents were stripped upper parts of

parent flows that were channelised in the SdF Canyon, or, less likely perhaps, they had dumped all their coarse load more proximally.

Sample ST014 is from the top of a western lobate ridge at 1530 m bsl (Fig. 7). It is mainly a Stromboli-derived coarse to very coarse pebbly sand, 13 cm thick, with a thin mud/clay drape and a few centimeters of coarse to medium sand at the top. The main deposit shows slight normal grading and stratification, including a pebble-rich layer. Pebbles and granules are abundant and vary in petrographic type and in vesicularity. Some large clasts are rounded, probably reflecting residence at the beach in Sciara del Fuoco (see Kokelaar and Romagnoli, 1995). Black glass dominates the sands, although reddened and heavily altered grains are abundant, as in ST013. Crystal fragments are relatively abundant towards the top of the main deposit; white and brown glass and organics are absent. The sample records passage of an unsteady SdF-derived density current.

ST015 is from a trough between mounds at 1975 m bsl (Fig. 7) and is mainly coarse to very coarse sand, 14 cm thick and with slight stratification, draped by a mud/clay layer. Stromboli-derived glass and altered fragments dominate; the proportion of crystals decreases upwards. Sample ST013 from the nearby mound at similar depth is finer grained than this sample and it seems possible that currents draining down the topographic slope(s) drained more energetically through the troughs than along or across the mounds.

Samples ST011, 001 and 002 were collected in North Valley along the sediment path from the SdF Canyon. ST011, from 2391 m bsl (Fig. 7), comprises Stromboli-derived turbidite sands covered by a silt-mud/clay layer. It includes 11 cm of massive, inverse graded fine to medium sand, with red oxidised grains apparent throughout, and a sharply overlying 6 cm-thick succession of three thin very fine sand beds. Three subsamples were analysed: at 0-3 cm from the base of the sample, at 6-8 cm and from



the upper thin bed. Stromboli-derived glass decreases upwards from 90% to ~ 60% through all three subsamples, while the amount of crystal fragments (olivine, pyroxene and feldspar), presumed mainly from Stromboli, increases from < 10% to ~ 30%. White glass and brown glass are scarce at 1-3%, altered rock fragments constitute ~10% and organic particles are rare in the lower bed.

Sample ST002 is from North Valley near the confluence with the Stromboli Canyon at 2545 m bsl (Fig. 7). It comprises three medium to fine grained sand layers, interpreted as turbidites, with intervening grey to cream/yellow mud/clay layers. The lower turbidite is normally graded medium to fine sand, 12 cm thick (base not seen), overlain by 3 cm of clay, in turn succeeded by 2-3 cm of fine sand, 1 cm of disturbed mud/clay, and medium to fine sand 2-3 cm thick. The sands are predominantly black and dominated ( $\geq 90\%$ ) by Stromboli-derived basaltic trachyandesite glass and crystal fragments, although lithic fragments and white and brown glass fragments, typically 2-3 phi, indicate mixed provenance. The Stromboli glass fragments are dominantly fresh, poorly vesicular and black, although ~ 30% show slight alteration with a few percent heavily altered. Crystals form 20-35% of the sands.

Sample ST006 is from the Stromboli Canyon floor just above (upstream of) its confluence with North Valley, and 010, 005, 003, 009 and 008 are from successive stations downstream within the Stromboli Canyon axis and at the canyon exit into the Marsili Basin, at the head of a turbidite fan that progrades farther into the basin (Figs 7 and 15). ST006, from 2567 m bsl, comprises massive fine to very fine sand ~ 25 cm thick, with lenticular intercalations containing abundant mica. The bed base is not seen. Glass that might be attributed to Stromboli is scarce, at ~ 5%, and crystal fragments including abundant micas dominate at ~ 50%. White and brown glass and lithic fragments including metamorphic varieties constitute ~ 25%, while fauna and plant

fragments form ~ 20% of the deposit. The sample is primarily of shelf-derived detritus with volcanic materials derived from Stromboli and/or other volcanoes.

ST010 is from 2604 m bsl in the main Stromboli Canyon axis, north of the confluence with North Valley (Fig. 15). It is a mainly sandy deposit, 18 cm thick, with pebbles near the base. A basal division, 7 cm thick, comprises parallel laminated fine and very fine sand, overlain by ~ 11 cm of massive very fine sand. Black glass decreases upwards from ~ 50% to 20%, while white and brown glass increase from ~ 10% to 20%, crystals show a slightly increased and then a decreased upwards trend, from 20% to 30% to 25%, and lithics do not vary much at ~ 15-20%. Organics are abundant in the uppermost part of the bed. This deposit is a hybrid sediment from both Stromboli volcano and from the Stromboli Canyon. It indicates that Stromboli-derived density currents cross to the further side of the main Stromboli Canyon. This was also an inference from the finding of a Stromboli-derived volcanoclastic layer, sampled on top of the northern sidewall of the Stromboli Canyon, at ~2460 m bsl, and interpreted as deposited from an unsteady turbidity current following the small collapse at Sciara del Fuoco in December 2002 (Di Roberto, 2007).

ST005, from the Stromboli Canyon axis at 2746 m bsl (Fig. 15), is a single, massive bed  $\leq 25$  cm thick (Fig. 20a), the base of which is not seen. It is poorly sorted and normally graded from pebbly very coarse sand to very fine sand. The uppermost 5 cm appears reworked. Included granules and pebbles are mainly scoria and rounded pumice, although metamorphic basement fragments are also abundant (Fig. 20b).

Three subsamples were analysed, respectively from the base, middle and beneath the reworked top. All are characterised by a large proportion of glass: Stromboli-derived glass, dominantly semi-altered with lesser amounts of fresh or heavily altered varieties also, white glass and brown glass. The proportion of glass decreases upwards through the bed from ~ 75% to ~ 50%, while the proportion of lithics

and crystals increases upwards, especially in the finer grain fractions, in  $\phi=3$  and 4. Organic particles in lower parts are predominantly Foraminifera, although where the quantity of organics increases to  $\sim 5\%$  there are bivalve shell fragments, some well preserved. The bed records mixing of clast populations: Stromboli-derived with shelfal and other volcanic detritus. The largest clasts are low-density silicic pumice, which would easily be transported in any density current, if only as bed-load, while the largest dense particles are Stromboli-derived scoria and lava fragments. Clearly this deposit records erosional incorporation of a pre-existing deposit by a later current, followed by mixing before deposition here, but it is not possible to discern with certainty which was the eroding current. On the evidence further down the Stromboli Canyon that there were powerful Stromboli-derived turbidity currents (see below), it seems possible that in this case the eroding current was Stromboli-derived and that this graded bed represents the waning tail of a powerful current that had picked up the pumice and shelfal detritus that was previously deposited somewhere upstream no further up than the confluence with North Valley.

ST003, from the Stromboli Canyon axis at 2931 m bsl (Fig. 15), comprises  $\sim 20$  cm of disturbed fine sand and silt and mud/clay layers intercalated with vegetation-rich layers, including wood fragments. The lower part includes white pumice granules. Five subsamples show that the sand and silt comprise 45-75% white and brown glass and lithics (including metamorphic), with  $\sim 10$ -20% crystals, 10-20% organic material (mostly Foraminifera and plant debris), and with only 10-20% black, Stromboli-derived glass. This sample site appears not to have been inundated by powerful Stromboli-derived currents.

ST009 is from the transition from the Stromboli Canyon to the head of the Marsili fan, in the vicinity of the canyon axis 3017 m bsl (Fig. 15). It comprises  $\sim 36$  cm of stratified mixed, poorly sorted sands and gravelly sands (Fig. 21a) with a disturbed

clay layer at the base. Four divisions are present and in each there is internal stratification defined by subtle clast-proportion and grain-size-grading reversals, typically between medium and very coarse sand. The upper part of these divisions is marked by a pumice concentration (Fig. 21b). Overall the uppermost 10 cm show normal grading from coarse to very fine sand. Six sub-samples were analysed: from 0-3 cm above the base, from 4-6 cm, from 15-17 cm, from 19-21 cm, from 27-29 cm and from 33-34 cm.

White and brown glass dominate the particle populations, at 30-50%, in the lower two thirds of the succession, while Stromboli-derived glass increases to ~ 25% towards the middle and diminishes to <10% towards the top. Crystals and lithics constitute up to 30% towards the base, but increase to almost 75% near the top. White glass dominates the coarser grain fractions down to  $\phi=1$ , and occurs as pumice clast concentrations defining the sub-division tops (Fig. 21b). The succession is interpreted as reflecting unsteady deposition from a sustained mixed-population turbidity current; massive divisions indicate sedimentation via a granular-fluid based depositional flow boundary zone through which pumice particles cannot deposit because of their relatively low density (Branney and Kokelaar 2002). The pumiceous layers thus record moments when the current waned and the pumices could deposit, before being buried or eroded by a succeeding current surge. The mixture of particles with contrasting provenance indicates that the parent current had been erosional somewhere upstream and the normal grading at the top records its final waning stages.

ST008 is from 3041 m bsl (Fig. 15) at the head of the Marsili fan where it is continuous from the Stromboli Canyon. The sample is similar to ST005; it is a part of massive bed of sand, 15 cm thick, with included granules and pebbles of black lava. The bed base was not sampled. There is little vertical variation of components. Stromboli-derived glass dominates at ~ 30%, while white and brown glass constitute

20-25%, and lithics, including micaceous varieties, constitute ~ 25%. Crystal fragments make up ~ 15-20% while organic particles form only a few percent. As for ST005, the deposit here records passage of a sustained and powerful current that was erosional in reaches upstream. The paucity of fine sand and silt-grade detritus, which manifestly is present in the system from source (Kokelaar and Romagnoli, 2005), shows that while mainly coarse sand deposited here, the finer material bypassed to accumulate in the extensive Marsili basin fan. The deposits in the distal reaches of the Stromboli Canyon show that the sedimentary signatures of volcanism and shelf processes that are preserved in the Marsilli Basin must be mixed. Erosional reworking of previous deposits along the thalweg of major currents, perhaps with more than one episode of entrainment and redeposition, makes it difficult to discriminate the source trigger.

Finally, ST004 is from the bottom of a major gully cutting the NW lower slope at 2881 m bsl (Fig. 15). It comprises a ~ 1 cm layer of sand (base unseen) overlain by a thin layer of mud/clay in turn succeeded by a 16 cm laminated (1 mm scale), slightly normal-graded fine to very fine black sand bed. This is draped by a 3-4 cm layer of mud/clay and another black sand that includes two angular and vesicular basalt fragments and one well rounded pumice clast. In the laminated bed, black Stromboli-derived glass comprises a fairly uniform ~ 35% with similar or slightly lesser percentage of crystals. White and brown glass constitute ~15%, decreasing slightly up through the bed, and lithics, including micaceous varieties, 20-25%. A few percent of organic material is also present. The sandy deposits are interpreted as turbidites of mixed provenance. The near uniformity of composition across the laminated division shows it formed progressively from a single turbidity current. The origin of the parent current is unknown, but the abundance of Stromboli-derived detritus suggests a current that might have descended east of North B Seamount and erosionally incorporated one or other contrasted component.

671

## 672 **6. Discussion**

673       The sea-floor morphology northwest of Stromboli island confirms the  
674 occurrence of large-scale sector collapses affecting the volcano, as already postulated  
675 from subaerial (Pasquarè et al., 1993; Tibaldi, 2001) and previous marine surveys  
676 (Kokelaar and Romagnoli, 1995). Dating of the youngest pre-collapse rocks on  
677 Stromboli indicates that lateral collapse initiated no earlier than at ~13 ka BP (Tibaldi et  
678 al., 1994). The last collapse, which formed the modern SdF, occurred at ~5 ka BP  
679 (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), which constrains the maximum duration of growth of  
680 the turbiditic system to be few thousands years.

681       The main characteristics of the debris avalanche deposits related to the inferred  
682 multi-stage collapse history are discussed here, together with consideration of volume  
683 estimates and avalanche mobility (section 6.1). The evolution of the post-collapse  
684 volcanoclastic system is then considered with regard to topographic influences and clast  
685 population evolution along the active sediment pathways (section 6.2). Finally,  
686 implications for tsunami hazards are examined with regard to the different scales,  
687 frequencies and mechanisms of instability affecting the northwest flank of Stromboli  
688 (section 6.3).

689

### 690 **6.1 The debris avalanche deposits**

691       A peculiar characteristic of the debris avalanche deposits recognized on the NW  
692 flank of Stromboli is that most primary features are largely masked by post-collapse  
693 sedimentation, due to the persistent Strombolian activity producing copious  
694 volcanoclastic material. The vast majority of this is collected within the SdF scar and  
695 effectively funnelled onto the collapse-related deposits in deeper water.

Two possible different units (DA 1 and DA 2) have been identified through the recognition of their distal edges at different location and depth, indicating a layered structure for the debris avalanche deposits, in agreement with its postulated multi-stage emplacement. In particular, the inferred basal setting and morphology of the DA 1 unit suggest that it might relate to an early and relatively big sector collapse on the NW flank of Stromboli, conceivably the Upper Vancori collapse defined by Tibaldi (2001). Conversely, the attribution of the younger DA 2 unit to a specific collapse among those reconstructed for the NW flank of Stromboli remains uncertain. The absence of other recognizable lateral edges, morphological fronts or zonation in the megablocks precludes discrimination of further depositional units.

The estimated debris-avalanche total volume is compared with the cumulative volume of material possibly involved in the successive collapses that ultimately formed the SdF scar. Where there are multiple overlapping avalanche or landslide deposits, it is usually only possible to estimate the overall debris volume (Masson et al., 2002). Utilizing the limits determined in this work and reconstructing a series of geo-referenced surfaces, the entire fan-shaped bulge, including the turbiditic cover, amounts to  $12 \pm 2.5 \text{ km}^3$  (Tab. 2). The error range is derived by the assumption of a regular sub-conical or a flatter shape for the pre-collapse volcanic flank; in the latter case, the pre-collapse surface was reconstructed according to the regional slope, although this is considered less reliable.

The volume of the post-collapse turbidites has been estimated at  $\sim 3.5 \pm 0.5 \text{ km}^3$  (Tab. 2), by reconstruction of a base according to constraints from seismic records. An average thickness of  $\sim 64 \text{ m}$  is detected in the proximal area, where the lobate mounds and intervening troughs are present, and  $\sim 40 \text{ m}$  below 2400 m bsl, where the fan flattens; in both cases the deposits thin laterally. Subtraction of the  $3.5 \text{ km}^3$  yields a volume for the debris avalanche deposits of  $8.5 \pm 2.5 \text{ km}^3$  (Tab. 2). This total value

cannot accurately reflect the cumulative collapse volume, because of possible increases caused by fragmentation during transport and because of the likelihood that substantial amounts of material probably transformed to debris flows and turbidity currents that travelled beyond the avalanche deposit limits. The value is substantially larger than the  $1.39 \pm 0.42 \text{ km}^3$  of the present SdF scar computed by Kokelaar and Romagnoli (1995) and consistent with the assumption of multiple collapses. Recurrent construction and destruction are similarly recorded at Piton de la Fournaise (La Reunion Island), where the volume of the present subaerial scar, the Grand-Brulé-Enclos depression, is nearly an order of magnitude less than that estimated for the submarine avalanche deposits (Labazuy, 1996).

Our estimate of  $8.5 \pm 2.5 \text{ km}^3$  for the debris-avalanche deposits volume exceeds the  $5 \pm 2.0 \text{ km}^3$  computed by Tibaldi (2001) for the material removed in the postulated four coaxial sector collapses affecting the NW flank of Stromboli. Taking a 22% reduction in volume to account for mass fragmentation (as did Tibaldi, 2001), the (re-compacted) volume of the composite debris avalanche deposits reduces to  $6.7 \pm 2.0 \text{ km}^3$  (Tab. 2), still larger than the computed value. Our larger value takes no account of possible bulking of the avalanches by erosion, or losses by partial transformation of the debris avalanche into density currents that might have travelled farther. Volume loss due to post-collapse erosion along the SdF Canyon is estimated through morphological reconstructions to be in the order of  $\sim 0.001\text{-}0.008 \text{ km}^3$ , which is not significant in the light of uncertainties.

The fact that the debris avalanche deposits are readily reconciled volumetrically with what is considered to have collapsed suggests that the lobate area on the lower slope northwest of the fan, occupying  $\sim 130 \text{ km}^2$  and with a volume in the order of a few  $\text{km}^3$ , is unlikely to represent any extension of the primary debris avalanche deposits.



Furthermore, seismic and backscatter facies (section 4.3.2) are quite different from those of the Stromboli-derived avalanche deposits. The ratio of vertical drop to runout length ( $H/L$ ), a parameter commonly adopted as indicator of relative mobility, has been estimated for the two debris-avalanche deposits, DA 1 and DA 2, as 0.15 and 0.18 respectively. Both values are similar to those reported for volcanic avalanches of volume in the order of  $0.1\text{--}1\text{ km}^3$ , which range from 0.09 to 0.18 (Siebert et al., 1987), and to the one obtained for the large-scale lateral collapse reconstructed for the eastern flank of Stromboli (0.17; Romagnoli et al., submitted; Fig. 22). A similar  $H/L$  ratio of 0.17 has also been obtained for a submarine debris avalanche caused by a sector collapse at Oshima-Oshima volcano (Satake and Kato, 2001), which has size and setting comparable to Stromboli. The obtained values do not indicate a high degree of mobility for DA 1 and DA 2, but both measures of runout are probably biased by possible damming or by removal of the deposits in the Stromboli Canyon.

Recently, it has been stressed that the runout distance may depend primarily on the volume of the landslide and that the correlation of  $L$  with the volume should be more significant (Legros, 2002). The existing data from the submarine flanks of Stromboli do not allow confident estimation of volumes for each debris avalanche unit. Nevertheless, according to Tibaldi (2001), the successive coaxial sector collapses affecting the NW flank of Stromboli involved a progressively smaller volume, which might explain the longer runout of the older DA 1 unit compared to its successor(s). This differs from other cases, where younger slides show greater runout distance (Hurlimann et al., 2000).

The steepness of the DA 2 front suggests that the deposit here must have been strongly cohesive (Watts and Masson, 2001) or perhaps that the front is composed of

coarse bouldery debris with strong frictional interlocking, as seen at the margins of many debris-flow deposits (e.g. Iverson, 1997; Major and Iverson, 1999).

The overall increase in the (apparent) megablock average size with the distance from source area (Fig. 9) contrasts with what is commonly observed in other avalanche deposits. Commonly, the size of megablocks decreases rapidly away from their source (Siebert, 1984), due to the progressive destruction of the originally intact volcanic blocks in the moving avalanche (Francis and Wells, 1988). Different hypotheses might account for the trend observed at Stromboli: a) it is possible that the large blocks survived either because they are composed of particularly robust material (lava?). The largest megablocks are between 2600 and 2700 m bsl, i.e. protruding from the DA 1 unit which might reflect the fact that the Vancori volcanic units, involved in the first sector collapse, are dominantly lava flows with fewer weak pyroclastic layers than volcanic successions involved in successive collapses (Tibaldi, 2001); b) the larger size of the protruding megablocks in distal areas might be due to absence/thinness of later sedimentary cover (see section 4.2.2); c) the morphological relief of megablocks in distal areas might have been enhanced by erosion due to later currents from upslope and/or flowing within the Stromboli Canyon.

## **6.2 Post-collapse evolution of the volcanoclastic system**

The post-collapse evolution of the volcanoclastic system is the result of the interaction between the active sedimentary processes offshore from the SdF depression and pre-existing topographic features, such as the composite debris avalanche deposits and volcanic outcrops.

Density currents generated at the foot of the SdF are mainly constrained to exit the lower point of the collapse scar and then to follow the eastern topographic margin of the debris avalanche bulge, where SdF Canyon lies (Fig. 4). This latter erosional

feature probably originated as a depression formed along the debris avalanche deposit margin and progressively became accentuated by erosion due to gravity-driven flows. Today the erosion seems to have re-shaped the volcanoclastic fan apex, which probably once extended further towards the base of the submerged scar as well as further eastwards. The SdF Canyon is an area dominated by differential sedimentation with considerable sediment bypass, and by erosion, as confirmed by the coarse-grained volcanoclastic deposits recovered and by the absence of fine-grained material. Erosional scours as deep as 10 m and occurring down to 1000 m bsl were formed as a result of the December 30, 2002 landslide in SdF (Chiocci et al., 2008a and 2008b, see also section 6.3); their preservation on the seabed after >5 years is taken as evidence that the SdF Canyon is an area dominated by sediment by-pass.

The upper part of density currents, with relatively low-concentration and carrying fine-grained detritus, have built on the eastern side of the SdF Canyon a levee deposit, up to 40 m high, while on its western side the turbiditic system developed on the debris avalanche fan with alternating mounds and troughs.

The seismo-acoustic facies of the mounded lobes establishes their inner organisation and precludes their interpretation as mainly composed of primary longitudinal ridges of debris avalanche deposit. However, most of the protruding megablocks crop out along these depositional features, suggesting a relationship with them. A contrasting setting is described for the surface of the Orotava debris-avalanche deposit (Canary Islands; Masson et al., 2002), where debris ridges appear also characterized by larger and more numerous blocks compared to the topographic lows, which in this case is considered due to greater post-emplacement sediment accumulation in the depressions. In the Stromboli case, the interlobe troughs are areas with low sedimentation rates and their morphology, seismo-acoustic signature and backscatter facies suggest an erosional or non-depositional origin, although coarse sands

were recovered in one trough (ST015). Conceivably the troughs might have developed preferentially in less competent portions of the debris-avalanche deposits, where megablocks are absent or minor in size and number. Conversely, deposition from the stripped, relatively fine-grained fraction of the turbidity currents may have been favoured on the lesser slopes of the ridges, where there were higher concentrations of megablocks.

Turbidity currents derived from the NW Stromboli flank reach the Stromboli Canyon, as confirmed by granulometric and clast population data. Box-core samples from three locations along its the Stromboli Canyon axis downstream of the confluence with North Valley (i.e. samples 005, 003, 008) prove Stromboli-derived turbidites with very coarse sand, granules and small pebbles of basalt. Terrigenous material, including metamorphic rock fragments, also contained in these samples is interpreted as recording erosional incorporation of Stromboli Canyon-derived deposits into Stromboli-derived turbidity currents.

At the westernmost sample location (ST008), as in more proximal reaches of the canyon system, the coarse grade of sediment present indicates considerable bypassing of fine sand and silt towards the bathyal plain; the deposits are mostly of mixed particle populations and similar to upslope sample 005 (Fig. 20; ST005). Stratification and grading styles recognized in the box-core samples (Fig. 21; ST009) register long-lived surging currents with significant selective sedimentation according to clast hydraulic properties. Many Marsili Basin turbidites must comprise mixtures of silt-grade volcanic glass fragments and continental micas.

### **6.3 Implication for hazard**

Reconstruction of processes, scales and recurrence times of past events involving eruption and/or gravity-driven collapse of Stromboli has important implications for

hazard evaluation. The volcanoclastic system contains signatures of a spectrum of processes, from multiple large-scale collapses to non-catastrophic mass-wasting along the SdF slope, including small-volume rock avalanches and grain flows, as well as storm-induced stripping of shoreline stores of sediment, all probably resulting in gravity flows offshore.

Infrequent sector collapses that affected the NW flank of Stromboli in the last 13 ka, with an average recurrence period of  $\sim 4.3$  ka (Tibaldi et al., 1994), constitute high-magnitude events that apparently occurred when flank re-growth reached a critical height and volume. This is indicated by the apparently not too different size of the collapses (Tibaldi, 2001), each of which would have generated significant tsunamis around and away from the island (Tinti et al., 1999; 2000). However, unequivocal inland tsunami deposits are mainly lacking, except perhaps for those described by Tanner and Calvari (2004) on the eastern Stromboli flank.

The SdF slope shows a high risk of failure at smaller scales than the entire NW sector, due to the persistent addition of materials near the active summit vents at  $\sim 700$  m asl, which maintains a very steep slope of  $\sim 38^\circ$ , and due to persistent undercutting at the beach level, especially during storms. A medium-scale landslide of  $\sim 25 \times 10^6 \text{ m}^3$ , on the subaerial and submerged SdF slope (Tommasi et al., 2005 and in press; Chiocci et al., 2008a; Baldi et al., in press), resulted in a small tsunami on December 30, 2002. This event provided a rare opportunity to collect data and analyze mechanisms of slope failure relevant to Stromboli Island at a frequency significant in terms of human timescales (Tommasi et al., 2008) and demonstrated the potential tsunamigenic hazard for the island and nearby areas (Tinti et al., 2005).

The five small tsunamis that, according to Maramai et al. (2005) have originated at Stromboli in the last century, before the 2002 event, were associated with subaerial mass movements and with the entrance into the sea of pyroclastic flows (hot

avalanches), but tsunamigenic submarine landslides may not be uncommon in the evolution of the submarine part of the SdF. Gradual morphological readjustment of the subaerial and submerged SdF slopes and the rapid obliteration of the main scar related to the 2002 landslide (Chiocci et al., 2008b; Baldi et al., 2008) testify the extremely low preservation potential, close to the source area, of features recording events that occur at multi-decadal time scales.

## **7. Conclusions**

Comparison of different geophysical data and seabed samples allows reconstruction of the deep-sea volcanoclastic system on the submarine NW Stromboli flank, which has repeatedly been affected by lateral collapses in the last 13 ka. The main part of this system is represented by a multi-stage debris avalanche deposit, characterized by subdued hummocks and megablocks and extended to over 20 km from the island. A peculiar characteristic of this composite debris avalanche is that it is now mostly buried below a consistent volcanoclastic cover, partially masking most of its primary characters. This is due to the combined effect of: (1) the marked production of eruptive products by the persistent Stromboli activity and (2) the occurrence of gravity currents within the Sciara del Fuoco depression, promoted by small- and medium-scale instabilities along its steep slope.

A modern (< 5 ka) turbiditic system has grown on the debris avalanche deposit in the post-collapse stage, due to topographic flow stripping of density currents deflected along its eastern margin. The path of Stromboli-derived turbidites along the NW Stromboli flank and down to more proximal reaches of the Stromboli Canyon has been reconstructed through integration of multibeam bathymetry, seismoacoustic and sonar backscatter data and confirmed by volcanoclastic sediment analyses.

## 902    **Acknowledgements**

903    We would like to thank participants to various cruises and the crews of R/V *Urania*,  
904    *Gelendzhik* and *Thetis*. Long-range and deep-tow side scan sonar data were collected during the  
905    “4<sup>th</sup> Training-through-Research” and “T.I.VOL.I” (“TOBI in the Italian VOLcanic Islands”)  
906    cruises, supported respectively by UNESCO-ESF and EASS (*European Access to Sea Floor*  
907    *Survey Systems*).

908    Alessandro Bosman and Marilena Borghini are respectively thanked for his skilful elaboration  
909    of multibeam and TOBI data and her original painstaking work on the volcanogenic sediment  
910    particle populations.  
911

## 912    **References**

- 913  
914    Baldi, P., Bosman, A., Chiocci, F.L., Marsella, M., Romagnoli, C., Sonnessa A.  
915    Integrated subaerial-submarine evolution of the Sciara del Fuoco after the 2002  
916    landslide, in: Calvari, S., Inguaggiato, S., Puglisi, G., Ripepe, M., Rosi, M. (Eds.),  
917    Learning from Stromboli and its 2002-2003 euptive crisis, AGU Geophys. Monographs,  
918    in press.  
919  
920    Blondel, P., Murton, B. J., 1997. Handbook of Seafloor Sonar Imagery. John Wiley and  
921    Sons Ed., Chichester, UK, 314 pp.  
922  
923    Bosman, A., Chiocci, F.L., Romagnoli, C. Morpho-structural setting of Stromboli  
924    volcano, revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine  
925    portions. Bull. Volcanol., under review.  
926  
927    Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J-C., Deplus, C., Semet, M., 2007. Volcano  
928    flank instability in the Lesser Antilles Arc: Diversity of scale, processes, and temporal  
929    recurrence. J. Geophys. Res. 112, B08205, doi:10.1029/2006JB004674.  
930  
931    Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation  
932    of ignimbrites. Geological Society, Memoirs, London 27, 143 pp.  
933  
934    Chiocci, F.L., Martorelli, E., Sposato, A. and Gruppo di ricerca “TIVOLI”, 1998. Prime  
935    immagini TOBI dei fondali del Tirreno centro-meridionale (settore orientale). Geol.  
936    Romana 34, 207-222.  
937  
938    Chiocci, F.L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman A., 2008a. The Stromboli 2002  
939    tsunamigenic submarine slide: characteristics and possible failure mechanisms. J.  
940    Geophys. Res. 113, B10102, doi: 10.1029/2007JB005172.  
941  
942    Chiocci, F.L., Romagnoli, C., and Bosman A., 2008b. Morphologic resilience and  
943    depositional processes due to the rapid evolution of the submerged Sciara del Fuoco  
944    (Stromboli Island) after the December 2002 submarine slide and tsunamis. Geomorph.  
945    100, 3 /4, 356-365, doi:10.1016/j.geomorph. 2008.01.008.  
946  
947    Coombs, M.L., White, S.M., Scholl, D.W., 2007. Massive edifice failure at Aleutian  
948    Arc volcanoes. Earth Planet. Sci Letts., doi: 10.1016/j.epsl.2007.01.030.  
949

- 950 Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J. C., Villemant, B., Harford, C.,  
951 Ségoufin, J., Cheminée, J.L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris  
952 avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth Plan. Sci. Letts.* 192, 145-157.  
953
- 954 Di Roberto, A., 2007. Depositi torbiditici cogenetici a frane oloceniche del vulcano di  
955 Stromboli: implicazioni per la mitigazione del rischio derivante da tsunami.  
956 Unpublished PhD Thesis, University of Bologna, 165 pp.  
957
- 958 Di Roberto, A., Bertagnini, A., Pompilio, M., Gamberi, F., Marani, M.P., Rosi, M.,  
959 2008. Newly discovered submarine flank eruption at Stromboli volcano (Aeolian  
960 Islands, Italy). *Geophys. Res. Letts.*, 35, doi: 10.10289/2008GL034824.
- 961 Francis, P.W., Wells, G.L., 1988. Landsat Thematic Mapper observations of debris  
962 avalanche deposits in the Central Andes. *Bull. Volcanol.* 50, 258-278.  
963
- 964 Gabbianelli, G., Romagnoli, C., Rossi, P.L., Calanchi, N., 1993. Marine geology of the  
965 Panarea-Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta*  
966 *Vulcanol.* 3, 11-20.  
967
- 968 Gamberi, F., Marani, M., Landuzzi, V., Magagnoli, A., Penitenti D., Rosi, M.,  
969 Bertagnini, A. & Di Roberto, A. 2006. Sedimentologic and volcanologic investigation  
970 of the deep Tyrrhenian Sea: preliminary results of cruise VST02. *Ann. Geophys.*, 49,  
971 2/3, 767-781.  
972
- 973 Gamberi, F., Marani, M., 2007. Downstream evolution of the Stromboli slope valley  
974 (southeastern Tyrrhenian Sea). *Mar. Geol.*, 243 (1), 180-199.  
975
- 976 Garcia, M.O., 1996. Turbidites from slope failures on Hawaiian volcanoes. In: McGuire  
977 W.J., Jones A.P. and Neuberg J. (Eds.) *Volcano Instability on the Earth and Other*  
978 *Planets*, Special Publ. Geol. Soc. Lond. 110, 281-292.  
979
- 980 Hurlimann, M., Garcia-Piera, J.O., Ledesma, A., 2000. Causes and mobility of large  
981 volcanic landslides: application to Tenerife Canary Islands. *J. Volc. Geoth. Res.*, 103,  
982 121-134.  
983
- 984 Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Rev. Geophys.* 35, 245-296.  
985
- 986 Kidd, R.B., Woodside, J.M., Romagnoli, C., Volgin, A.V. & Savelli, C. 1995. MAK-1  
987 Data. In: Limonov, A.F., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K. & Woodside, J.M. (Eds.) *Deep-*  
988 *sea depositional systems of the Western Mediterranean and mud volcanism on the*  
989 *Mediterranean Ridge*. Unesco Reports in marine science, 67, 63-83.
- 990 Kidd, R.B., Lucchi, R.G., Gee, M., Woodside, J.M., 1998. Sedimentary processes in the  
991 Stromboli canyon and Marsili Basin, SE Tyrrhenian Sea: results from side-scan sonar  
992 surveys. *Geo-Marine Letts.*, 18, 146-154.  
993
- 994 Kokelaar, P., Romagnoli, C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast-population  
995 evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volcanol.* 57, 240-262.  
996
- 997 Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la  
998 Fournaise volcano (Reunion Island). In: McGuire W.J., Jones A.P., Neuberg J. (Eds.)



- Volcano instability on the Earth and other planets. *J. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 110, 295–306.
- Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C., Villemant, B., 2003. Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 108, B1, 2055, doi: 10.1029/2001JB001624.
- Legros, F., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Eng. Geol.* 63, 301-331.
- Lénat, J.F., Vincent, P., Bachèlery, P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de La Fournaise (Reunion island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 36, 1-36.
- Major, J.J., Iverson, R.M., 1999. Debris-flow deposition: effect of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins, *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 1424-1434.
- Maramai, A., Graziani, L., S. Tinti, 2005. Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): a review. *Mar. Geol.*, 215, 1/2, 11-21.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geol.* 24, 3, 231-234.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Rev.* 57, 1-35.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E, 1989. Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *J. Geophys. Res.* 94, B12: 17,465-17,484.
- Moore, J.G., Normark, W.R., Holcomb R.T., 1994. Giant Hawaiian Landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22: 119-144.
- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lénat, J.F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volcanol.* 66, 585-598.
- Oehler, J.F., Lénat, J.F., Labazuy, P., 2007. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, 712-742, doi: 10.1007/s00445-007-0163-0.
- Ollier, G., Cochonat, P., Lénat, J.F., Labazuy P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Réunion island, Indian Ocean. *Sediment.* 45, 293-330.
- Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduño, V.H., Tibaldi A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, 79-89.
- Romagnoli, C., Kokelaar, P., Rossi, P.L., Sodi, A., 1993. The submarine extension of Sciara del Fuoco feature (Stromboli isl.): morphologic characterization. *Acta Vulcanol.* 3, 91-98.

- Romagnoli, C., Casalbore, D., Chiocci, F.L., Bosman, A. First evidence of large-scale instability on the eastern flank of Stromboli and implications for bi-lateral flank collapse geometry on a structurally-controlled volcano. *Mar. Geol.*, under review.
- Satake, K., Kato Y., 2001. The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche. *Geophys. Res. Letts.* 28, 3, 427-430.
- Schneider, J.L., 2000. Volcaniclastic sedimentation in submarine settings: products and processes. In: Leyret, H., Montenat, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks, from magmas to Sediments*. Gordon & Breach Science Publ., pp. 175-190.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.* 49, 435-459.
- Tanner, L.H., Calvari, S., 2004. Unusual sedimentary deposits on the SE side of Stromboli volcano, Italy: products of a tsunami caused by the ca. 5000 years BP Sciara del Fuoco collapse? *J. Volcanol. Geoth. Res.* 137, 329-340.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bull. Volcanol.* 63, 112-125.
- Tibaldi, A., 2004. Major changes in volcano behaviour after a sector collapse: insights from Stromboli, Italy. *Terra Nova*, 16, 2-8.
- Tibaldi A., Pasquare G., Francalanci L., Garduno V.H., 1994. Collapse types and recurrence at Stromboli volcano, associated volcanic activity and sea-level changes. *Atti Conv. Lincei*, 112, 143-151.
- Tinti S., Bortolucci E., Romagnoli C., 1999. Modeling a Possible Holocene Landslide-induced Tsunami at Stromboli Volcano, Italy. *Phys. Chem. Earth* 24, 5, 423-429.
- Tinti S., Bortolucci E., Romagnoli C., 2000. Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy. *J. Volcan. Geoth. Res.* 96, 103-128.
- Tinti, S., Maramai, A., Armigliato, A., Graziani, L., Manucci, A., Pagnoni, G., Zaniboni, F. 2005. Observations of physical effects from tsunamis of December 30, 2002 at Stromboli volcano, southern Italy. *Bull. Volcanol.*, doi:10.1007/s00445-005-0021-x.
- Tommasi, P., Baldi, P., Chiocci, F.L., Coltelli, M., Marsella, M., Pompilio, M., Romagnoli, C., 2005. The landslide sequence induced by the 2002 eruption at Stromboli volcano, in: Sassa, K., Fukoka, H., Wang, F.W., Wang, G. (Eds.), *Landslides - Risk analysis and Sustainable Disaster Management*, Springer, pp. 251-258.
- Tommasi, P., Baldi, P., Chiocci, F.L., Coltelli, M., Marsella, M., Romagnoli, C. The December 2002 instabilities at Stromboli volcano, in: Calvari, S., Inguaggiato, S., Puglisi, G., Ripepe, M., Rosi, M. (Eds.), *Learning from Stromboli and its 2002-2003 euptive crisis*, AGU *Geophys. Monographs*, in press.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson D., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J. Geophys. Res.* 102, B9, 20,305-20,323.

1101 Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B., Le Bas, T., 1999. Recurrent large-  
1102 scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 104,  
1103 25,331–25,348.  
1104  
1105 Watts, A.B., Masson D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife,  
1106 Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 100, B12, 24,487-24,498.  
1107  
1108 Watts, A.B., Masson D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses  
1109 of the north flank of Tenerife Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 63, 8-19.  
1110  
1111 Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2000. Turbidity current  
1112 sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Mar. Geol.* 163,  
1113 1/4, 185-198.  
1114  
1115 Wynn, R. B., Piper, D. J. W. , Gee, M. J. R., 2002. Generation and migration of coarse-  
1116 grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones.  
1117 *Mar. Geol.* 192, 1/3, 59-78.  
1118

## FIGURE CAPTIONS

**Fig. 1.** Shaded relief image of Stromboli island and its submerged extensions (contours in meters). In the inset: location of Stromboli and surrounding features (the arrow indicates the Stromboli Canyon pathway).

**Fig. 2.** a) DTM of Stromboli volcano, viewed from the W and extending to ~1000 m bsl, draped with an aerial photograph (after Chiocci et al., 2008). The external limit of the Sciara del Fuoco (SdF) and previous sector collapses scar is indicated. Stc: Strombolicchio neck; PscCy: Piscità Canyon; b) topographic section (location in a) of emergent and submerged Stromboli flanks with indication of the possible geometry of sliding planes related to the last four sector collapses (modified from Tibaldi, 2003).

**Fig. 3.** Location map of seismic profiles, long-range side-scan sonar data and box-core samples acquired in the area in the period 1995-1998. Contour equidistance is 200 m.

**Fig. 4.** Map of the volcanoclastic and other depositional systems making up the northwestern submerged flank of Stromboli.

**Fig. 5.** 3D view (from the NW) of the subaerial to submarine SdF collapse scar and offshore fan (2x vertical exaggeration). Subaerial DEM from Baldi et al., 2008, data before the December 2002 landslide. Dashed line indicates the present-day upper limits of the volcanoclastic fan down to about 2500 m bsl. Arrows indicate radial troughs (see text). SdFCy: Sciara del Fuoco Canyon; SdFL: Sciara del Fuoco canyon eastern Levee.

**Fig. 6.** Sparker 4.5 kJ strike profile crossing the submarine SdF scar and the Piscità Canyon. Location in Fig. 7.

**Fig. 7.** High-resolution shaded relief image of the northwestern submerged flank of Stromboli, with location of figures and sampling stations. Contours in metres. Dashed line: limits of the present-day volcanoclastic fan. SdFCy: Sciara del Fuoco Canyon; SdFL: Sciara del Fuoco canyon eastern Levee; PscCy: Piscità Canyon; Stc: Strombolicchio neck.

**Fig. 8.** High-resolution deep-towed MAK-1 side scan sonar images (above) and related 3.5 kHz sub-bottom profiles (below) from the submerged NW flank of Stromboli (location in Fig. 7). Dark tones correspond to high backscatter. a) On the distal fan a diffuse speckled pattern is recognizable; high-backscatter upstanding megablocks, as high as 35 m above the general sea floor, are indicated; b) large outcropping megablocks are visible in the right part of the image. Towards the NW limit of the volcanoclastic fan, bedforms with NE-SW axes and average wavelength of 300 m are present; c) high-backscatter patches (both irregularly distributed and aligned along a NNE-SSW oriented scarp) and outcropping megablocks mark the possible edge of the debris avalanche deposits (DA 2).

**Fig. 9.** Megablock average apparent diameter vs. distance from source area. No blocks are present closer than 7.5 km from the source area.

**Fig. 10.** Sparker 4.5 kJ profiles (location in Fig. 15) showing the distal fronts of the different debris avalanche units and their relations with the Stromboli Canyon. The possible limits of three superimposed units (DA 1, DA 2 and sedimentary cover) have been represented in the line drawings on the base of seismic and morphological evidences. Dashed lines represent hyperbolas.

**Fig. 11.** Sparker 4.5 kJ strike profiles on the upper and middle fan (Fig. 7 for location). Profile (a) shows the fan apex, covered by a main depositional lobe (note vertical exaggeration). The SdF Canyon (SdFCy) asymmetric section and the levee deposit (SdFL) are indicated; (b) farther downslope, two depositional lobes, separated by a trough and with lateral downlapping

terminations, are recognizable within the sedimentary cover. The possible base of the sedimentary cover on the debris avalanche unit (DA 2?) has been indicated.

**Fig. 12.** Long-range side-scan sonar images of the North Valley (location in Fig. 7): (a) TOBI image between 2000 m and 2600 m depth and related interpretation. High backscatter (HB) corresponds to light tones. (b) MAK-1 image (above) and related 3.5 kHz sub-bottom profile (below) across the lower part of the North Valley. High backscatter (HB) corresponds to dark tones. Bedforms with ENE-WSW orientation and erosional scarps are visible, producing morphological relief a few metres-high on the valley bottom.

**Fig. 13.** Sparker 4.5 kJ strike profile perpendicular to North Valley axis (Fig. 7 for location), showing the valley bottom and its eastern limit corresponding to an erosional scarp, cutting the overbank deposits.

**Fig. 14.** Long-range side-scan sonar TOBI image (location in Fig. 7) on the upper fan and related interpretative map. High backscatter (HB) corresponds to light tones. See text for details.

**Fig. 15.** Bathymetric map (contours in metres) of the lower tract of the Stromboli Canyon, with location of figures and sampling stations. Note how the canyon varies from the multi-thalweg pattern in the nearly flat large embayment to the east, to a straight and narrow, V-shaped section in the westernmost tract, before reaching the Marsili Basin. Short-dashed line indicates the present-day limits of the volcanoclastic fan, long-dashed line indicates Stromboli Canyon thalweg.

**Fig. 16.** Sparker 4.5 kJ strike profiles across the Stromboli Canyon lower tract (location in Fig. 15): (a) in the wide eastern section the canyon is multi-thalweg; (b) downslope the canyon becomes narrow and incised; (c) and (d) section of the lowermost Stromboli Canyon and the NW lower slope. In (c), note the different sidewalls of the canyon: made by sedimentary units on the northern side and due to outcrop of volcanic basement on the southern side.

**Fig. 17.** Long-range side-scan sonar TOBI images and related interpretative map of the Stromboli Canyon lower tracts (location in Fig. 15): (a) wide multi-thalweg section, with diffuse bedforms and with depositional features. Note the northward deviation of the southern thalweg caused by the debris avalanche deposit; (b) downslope, the canyon is still constrained to follow the northern limit of the debris avalanche deposit causing a large loop in its thalweg (on the right part of the image); then it becomes straight and narrow, being delimited to the south by volcanic outcrops (VO).

**Fig. 18.** High-resolution deep-towed MAK-1 side-scan sonar images (above) and related 3.5 kHz sub-bottom profiles (below) of the northwestern slope (location in Fig. 15). High backscatter areas on side-scan sonar images and hyperbolic echoes on sub-bottom profiles correspond to volcanic outcrops giving rise to a stepped morphology.

**Fig. 19.** SEM images of representative particle types sampled in the Sciara del Fuoco canyon system and in Stromboli Canyon. (A): Poorly vesicular Stromboli fresh-glass pyroclast showing little abrasion; (B): Poorly vesicular Stromboli altered black glass little abraded; (C) and (D): pumice fragments from Stromboli Canyon supplied from another Aeolian volcano; (E): glass fibre interpreted as transported by air and deposited as subaqueous fallout; (F): Stromboli-derived olivine phenocryst showing slight abrasion; (G): large mica flake and (H) micaceous lithic fragment, derived from Calabrian metamorphic basement and fairly common in the Stromboli Canyon supply.

**Fig. 20.** Box-core sample 005 collected at 2746 m bsl in the Stromboli Canyon axis: a) section of the original box core (description in the text); b) different kinds of clasts recovered.

**Fig. 21.** Box-core sample 009 collected at 3017 m bsl in the Stromboli Canyon axis, at the exit into the Marsili Basin: a) stratified poorly sorted sands and gravely sands with mixed particle populations. Concentrations of low-density, mainly white and brown pumice grains define the tops of several divisions and are considered to reflect the waning phases of an unsteady but persistent turbidity current. b) single layer of rounded pumice clasts (bedding-plane view; ~ 10 cm wide). Such layers are fairly sharply overlain by darker mixed sands recording progressive aggradation of denser sand grains.

**Fig. 22.** Plot of vertical drop ( $H_{\max}$ ) vs. runout distance ( $L_{\max}$ ) for several subaerial volcanic and submarine landslides (see Legros, 2002 and references therein), compared with Stromboli debris avalanches affecting the NW flank (present paper) and the E flank (PLC= PaleoStromboli Lateral Collapse; Romagnoli et al., submitted).

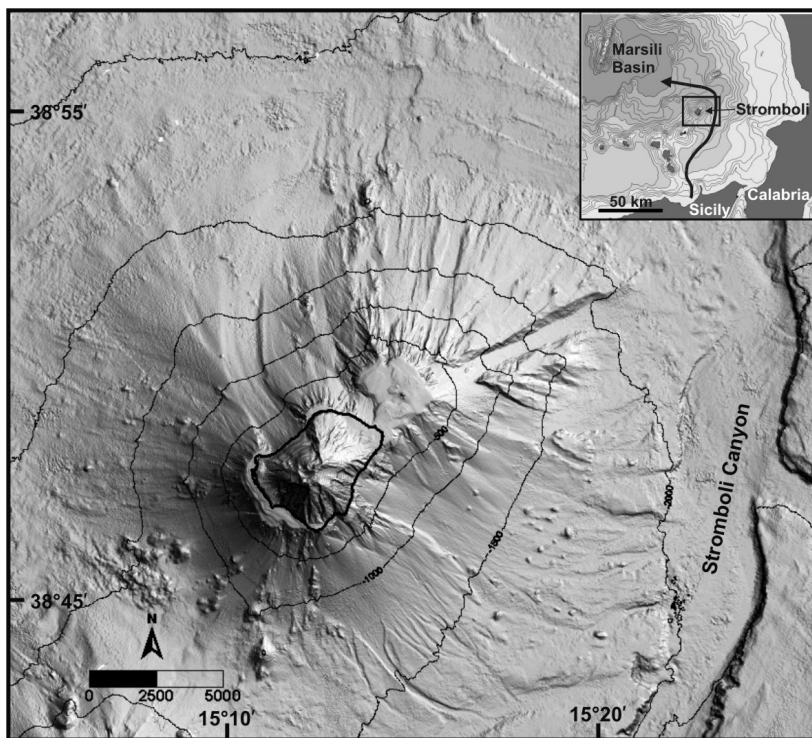


Fig. 1

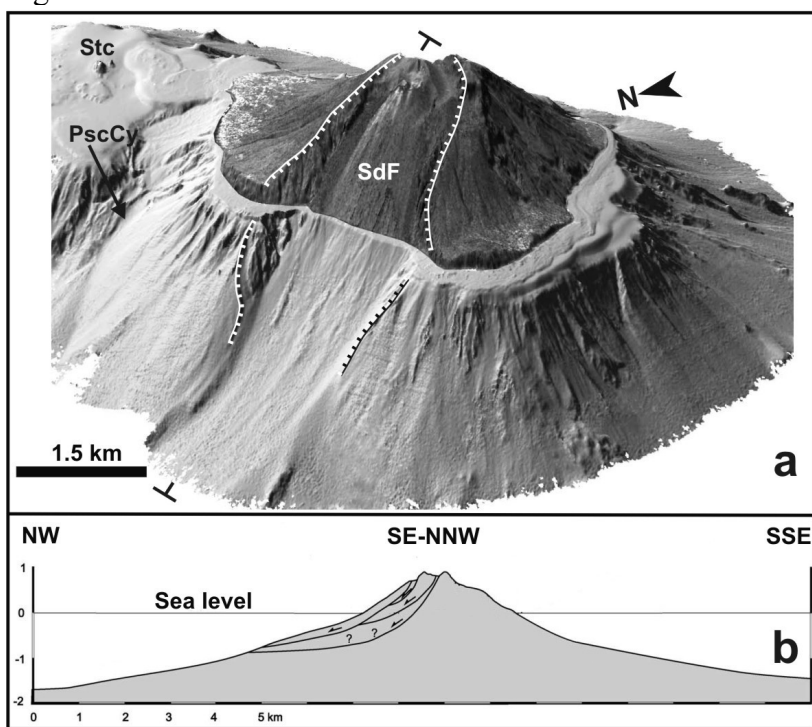


Fig. 2



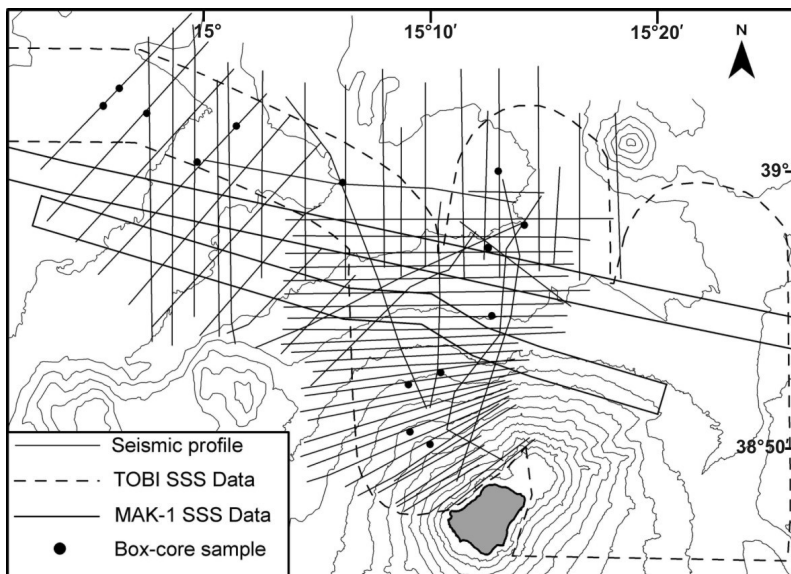


Fig. 3

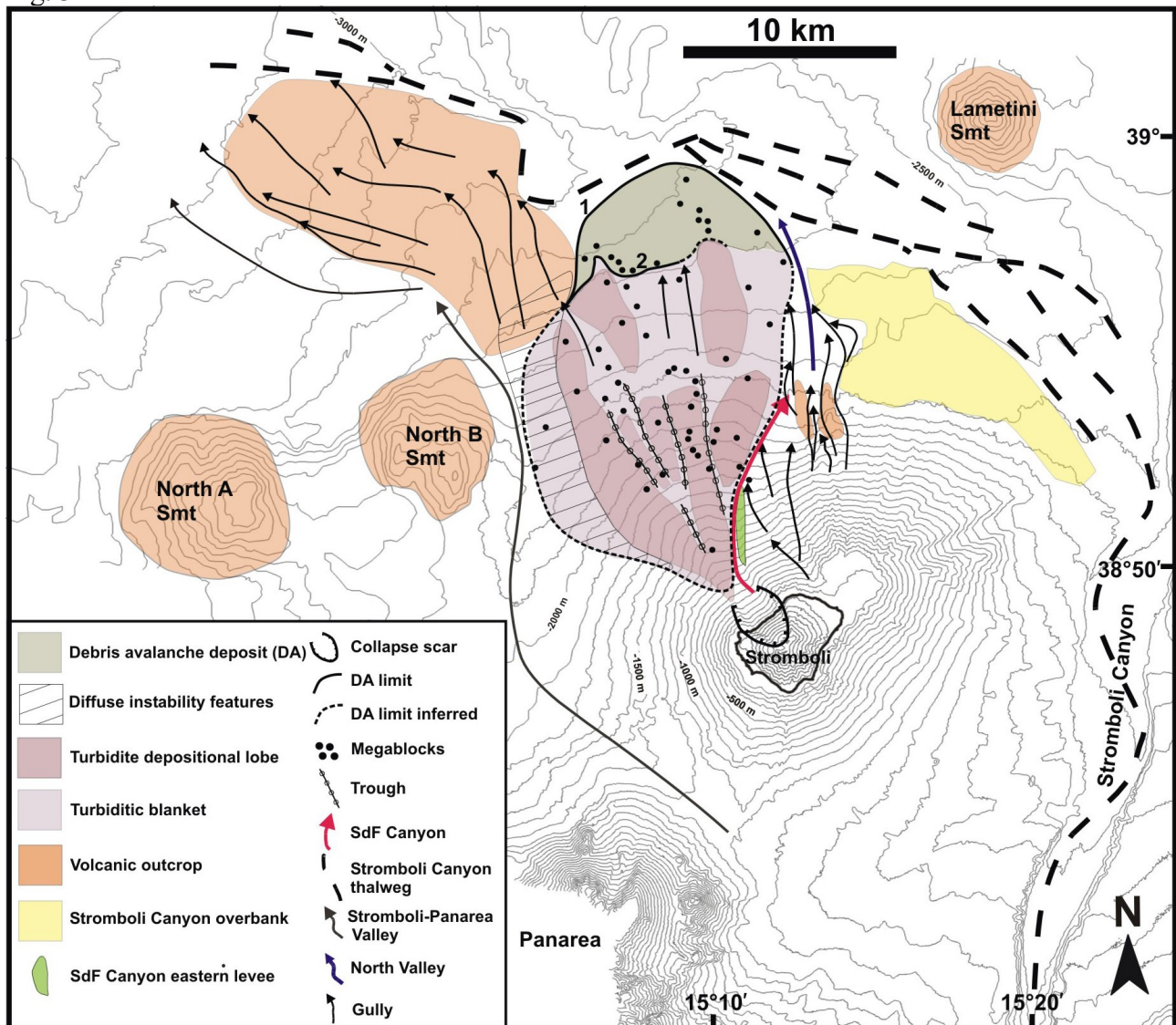


Fig. 4



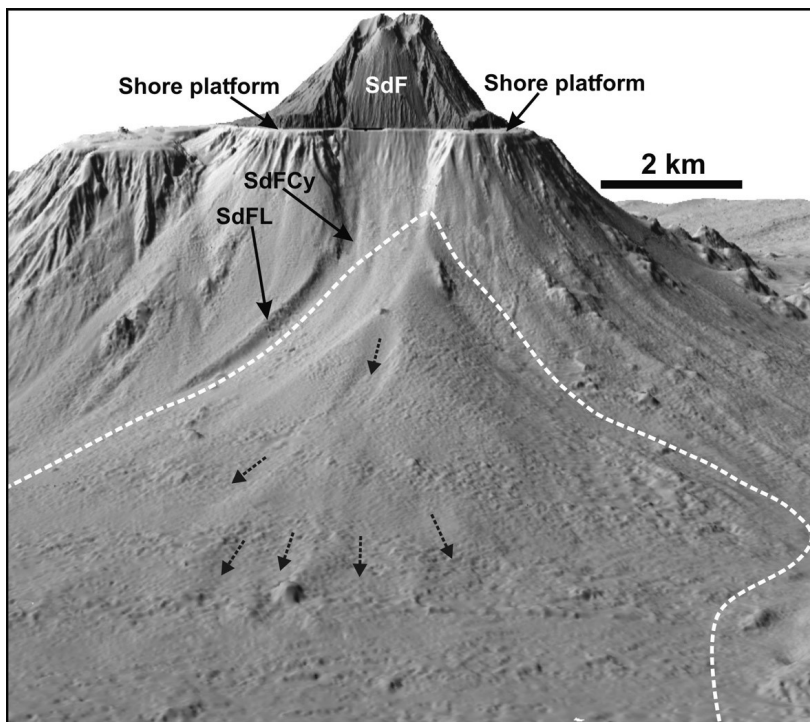


Fig. 5

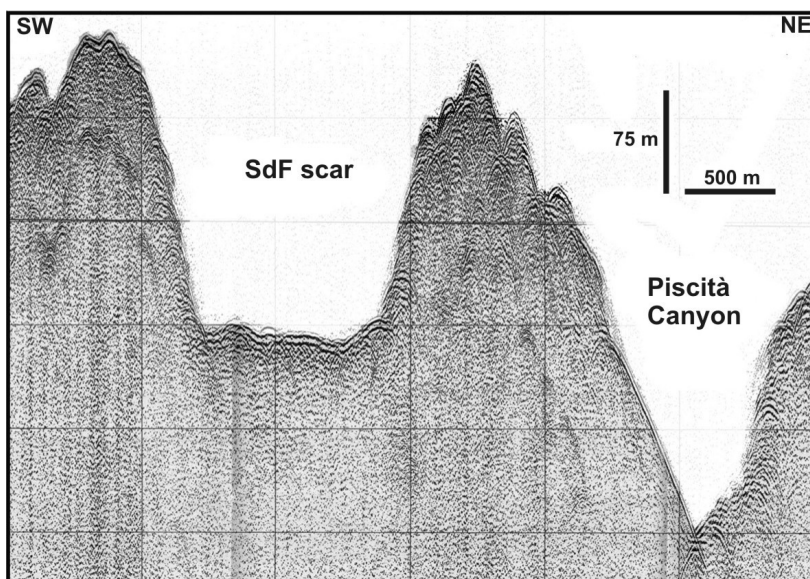


Fig. 6

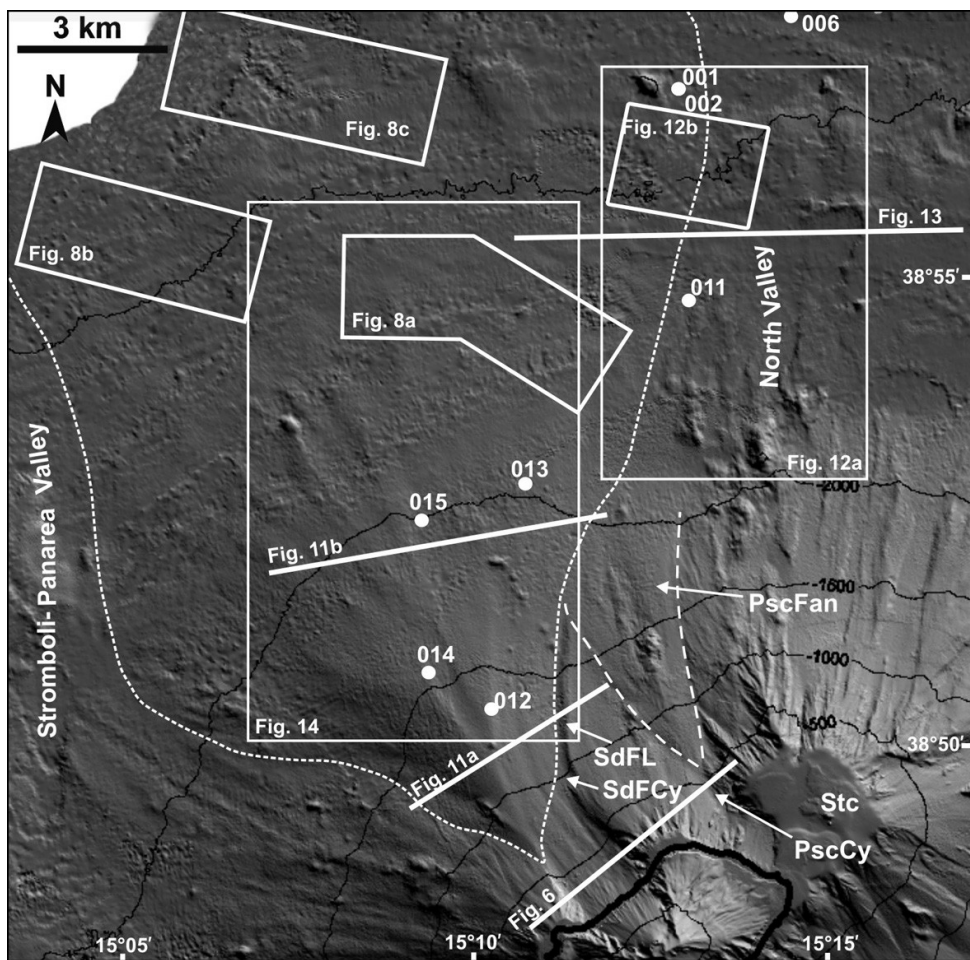


Fig. 7

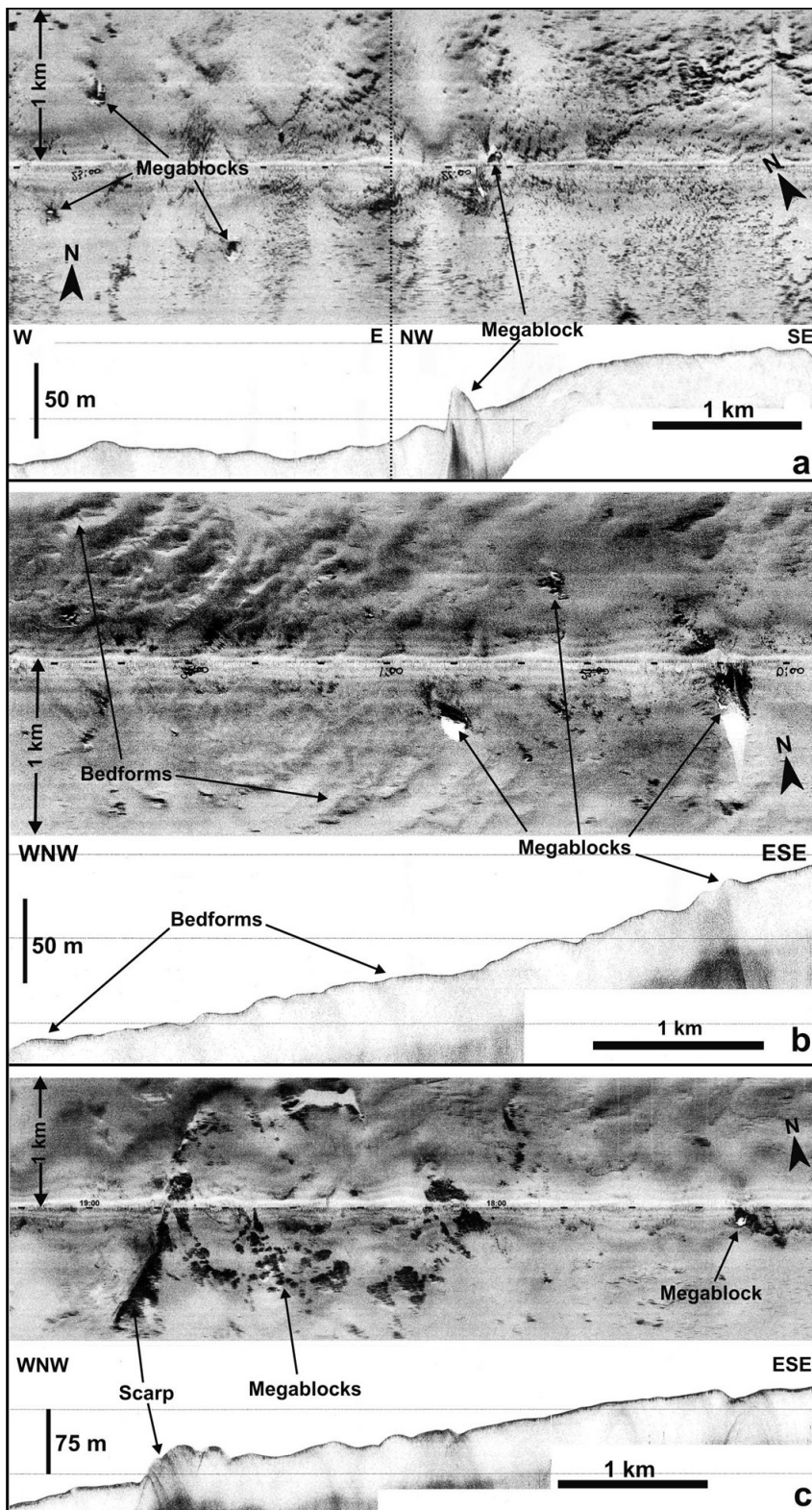


Fig. 8

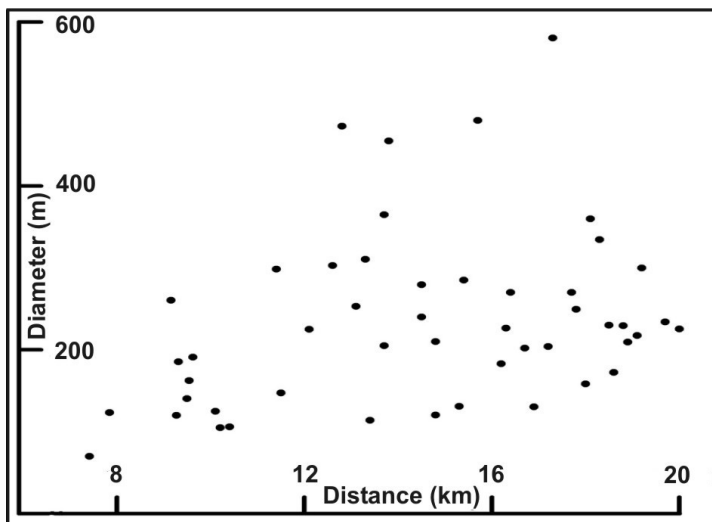


Fig. 9

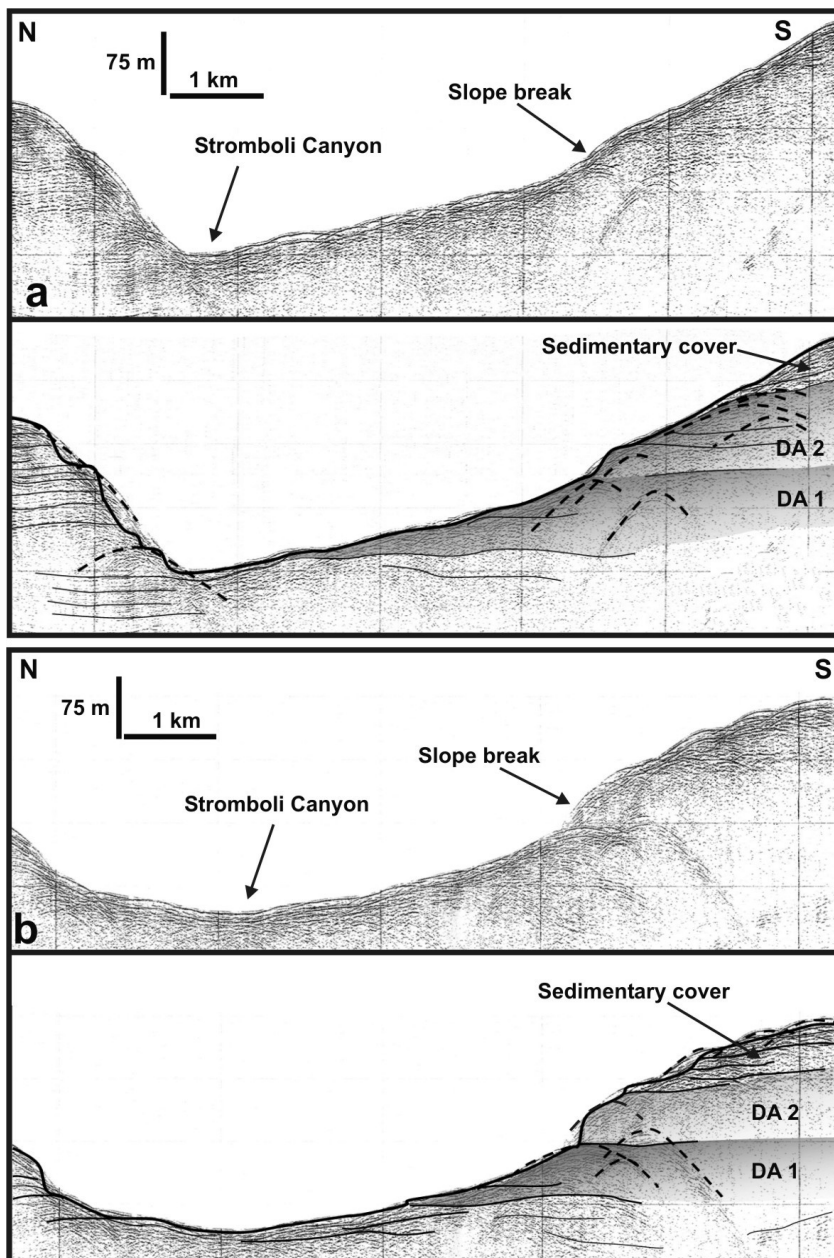


Fig. 10

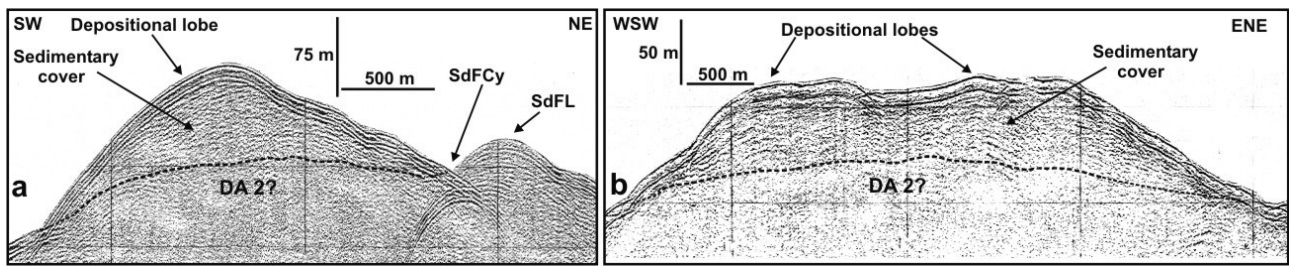


Fig. 11

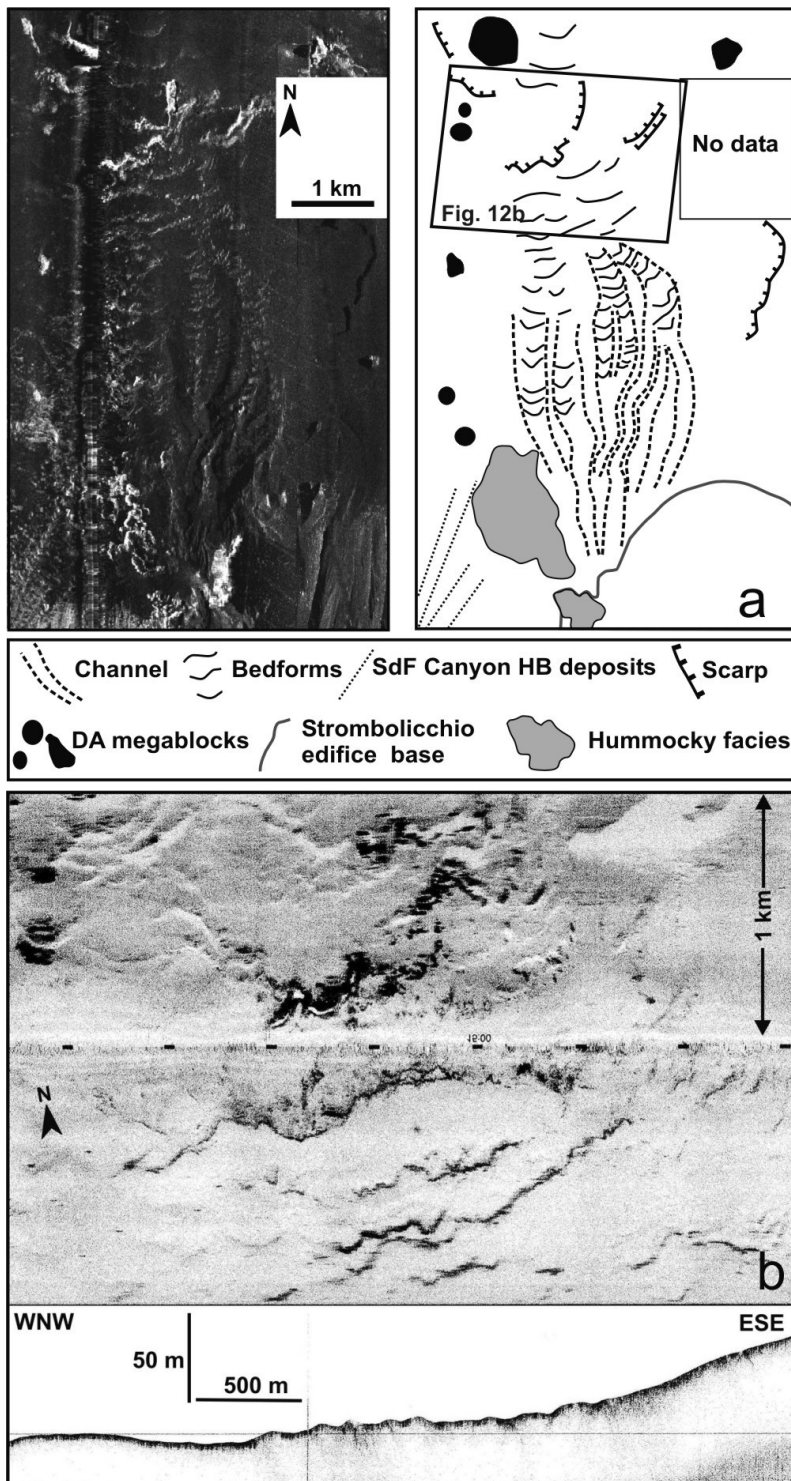


Fig. 12

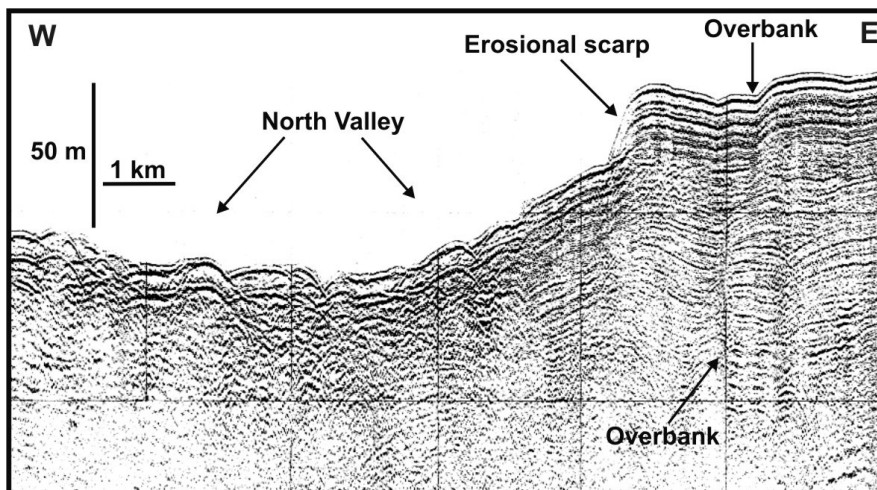


Fig. 13

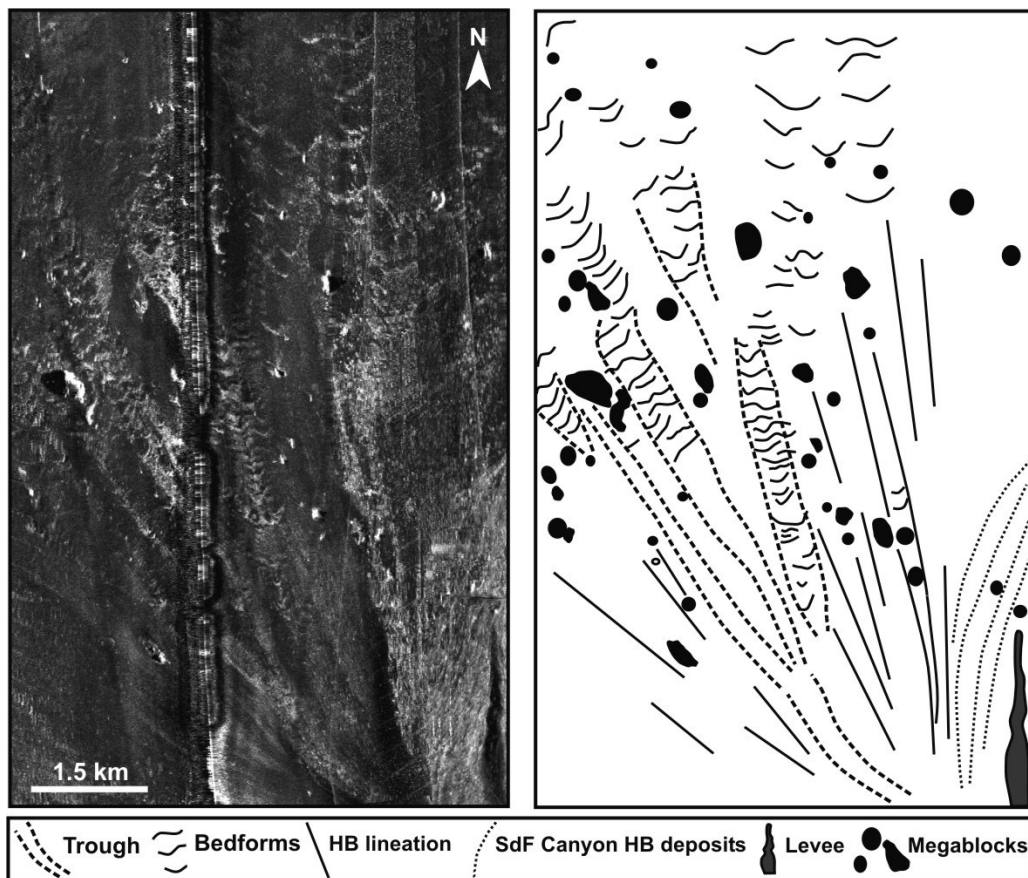


Fig. 14



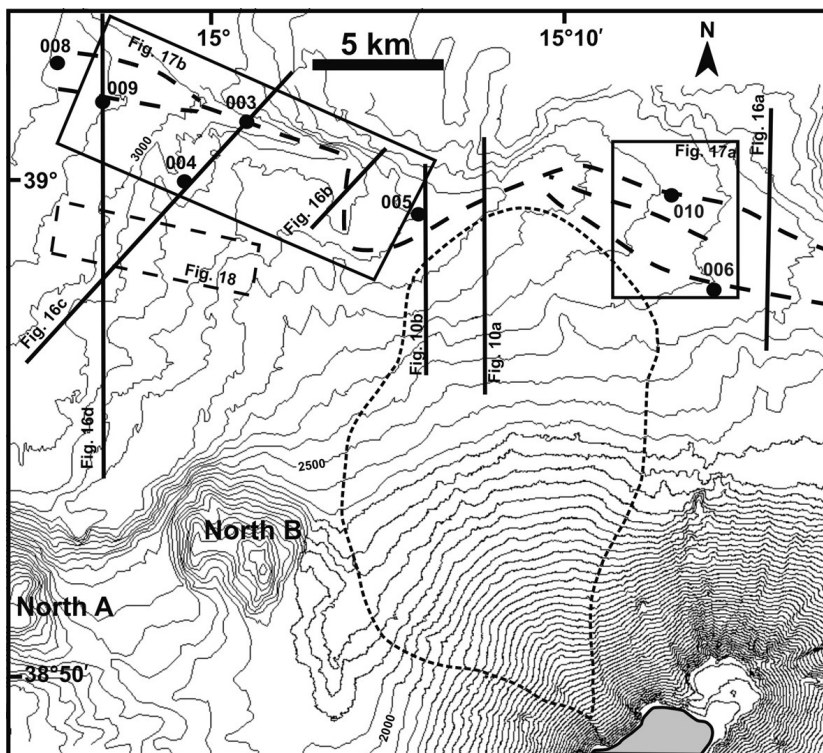


Fig. 15

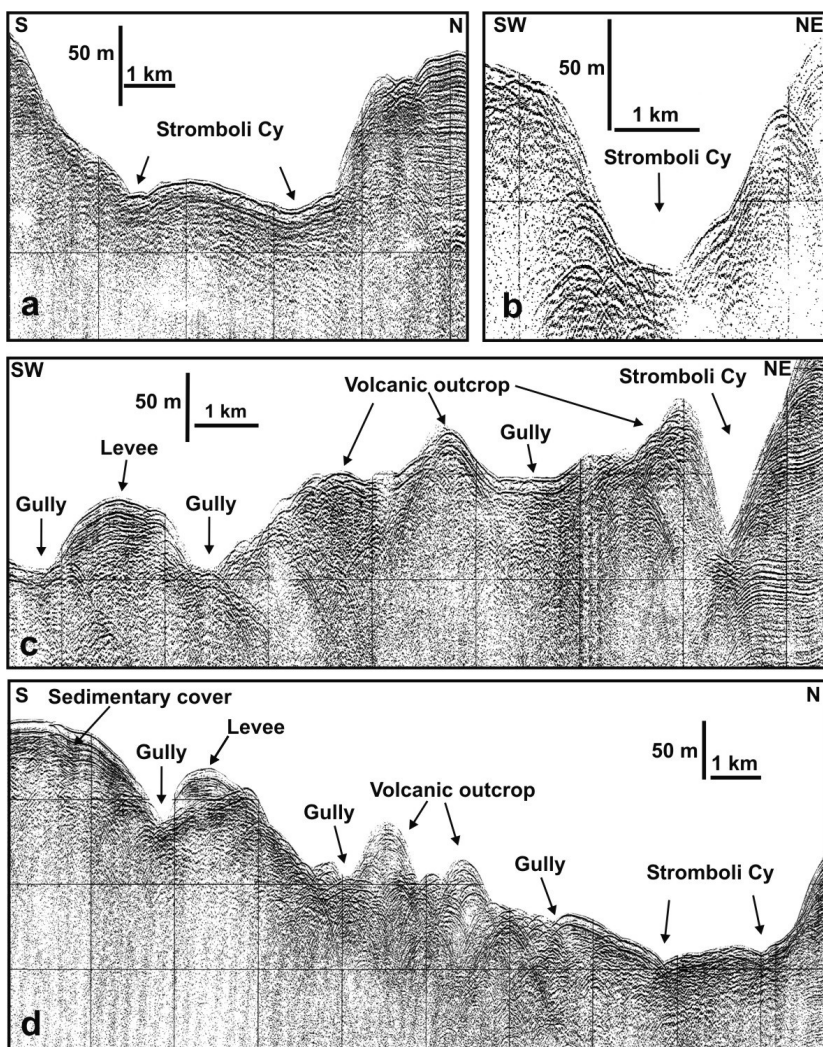


Fig. 16

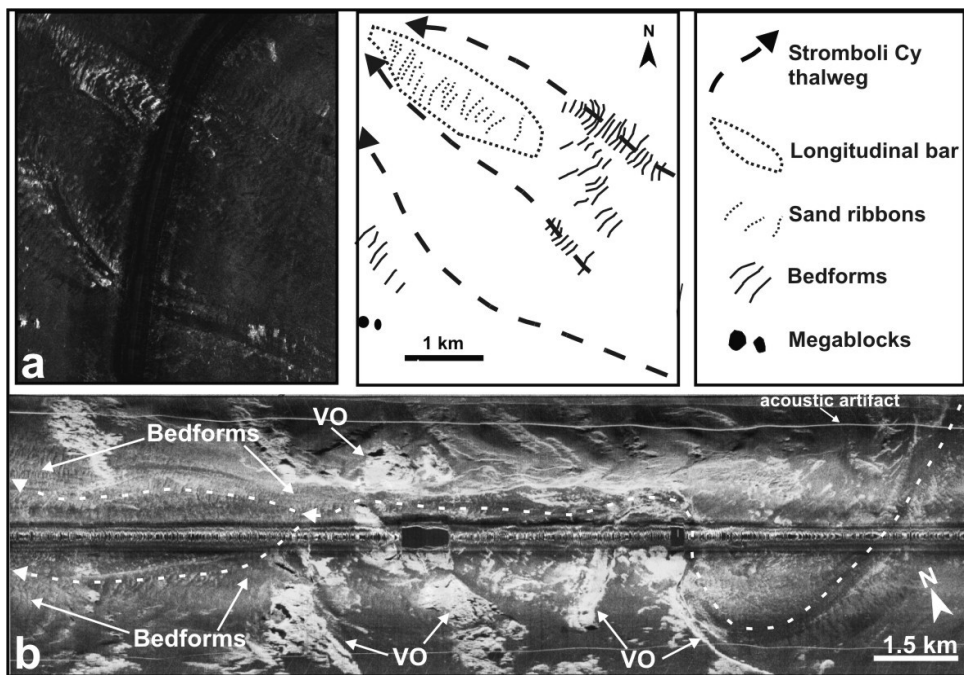


Fig. 17

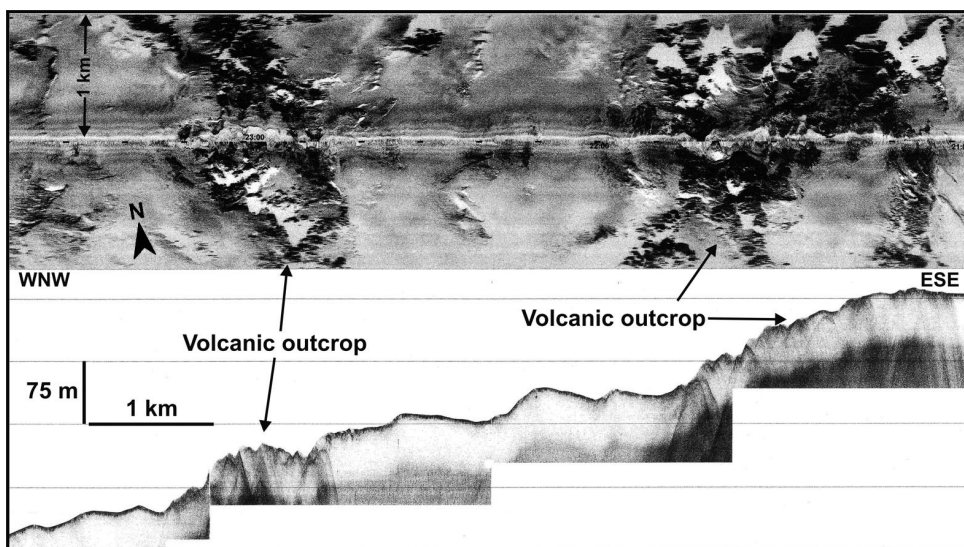


Fig. 18



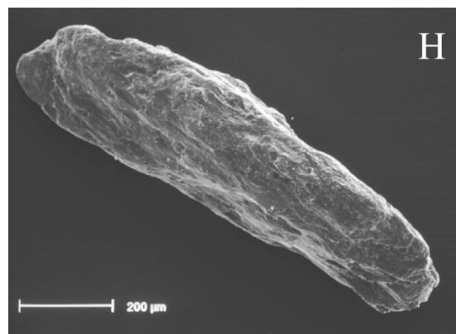
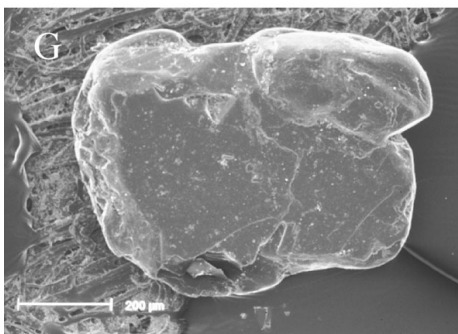
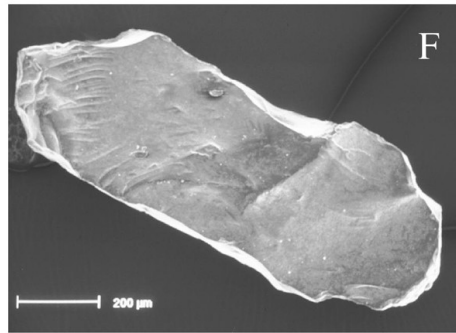
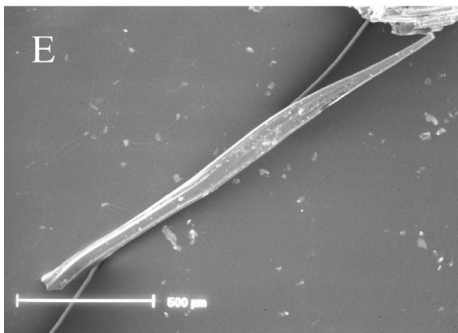
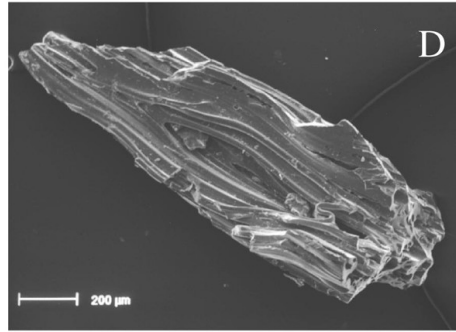
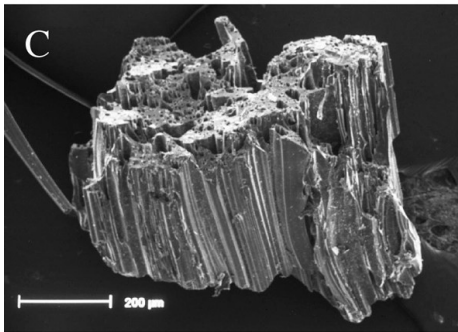
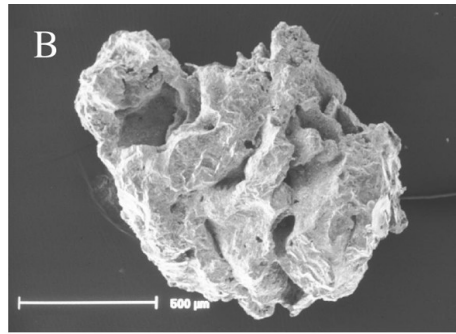
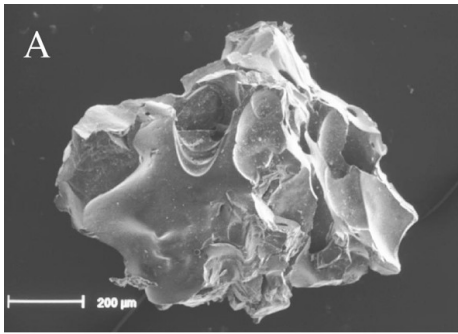


Fig.19

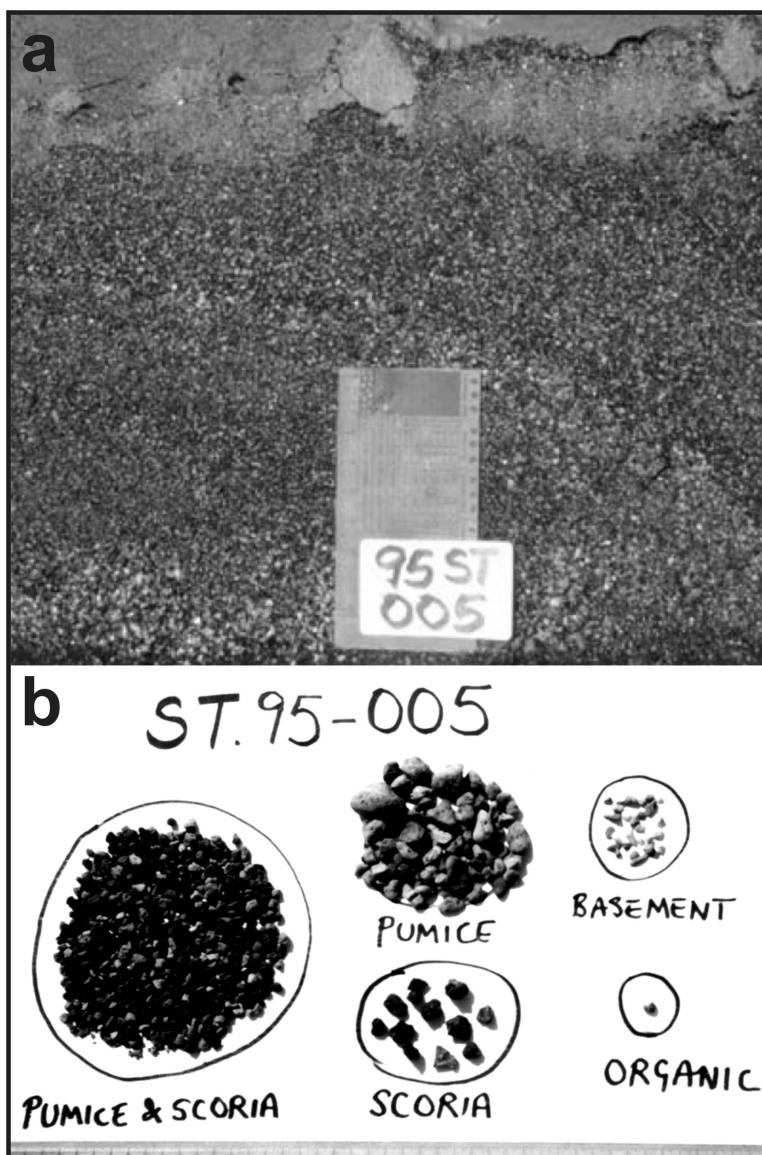


Fig. 20

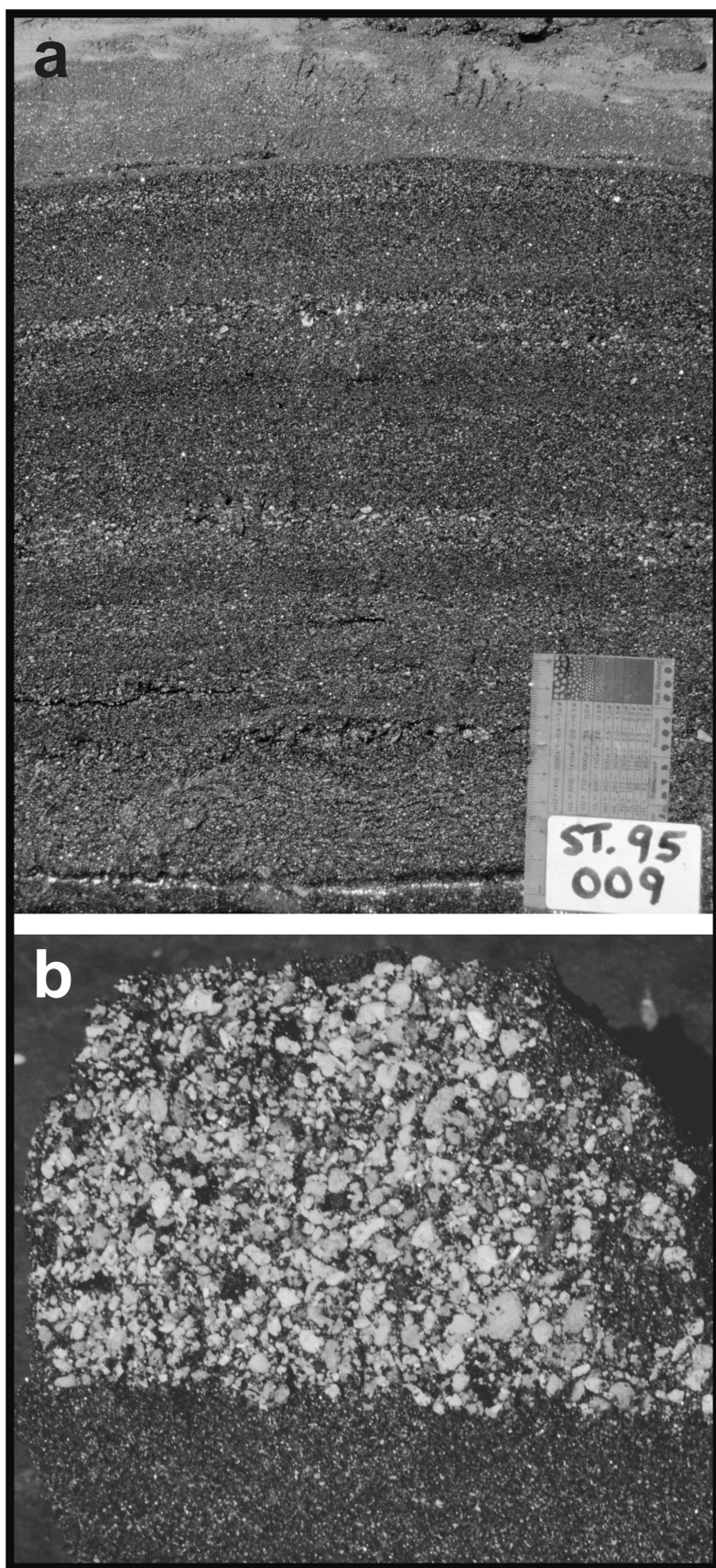


Fig. 21

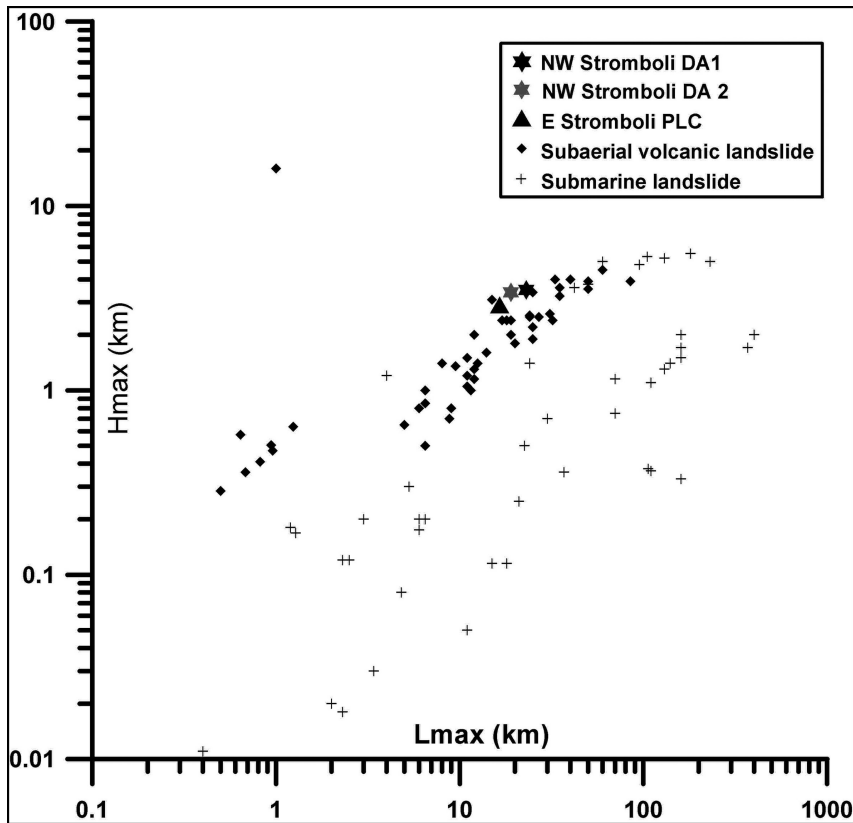


Fig. 22

Sample	Latitude	Longitude	Depth (m)	Location
001	38°57'.00"	15°13'.02	2550	North Valley
002	38°56'.58	15°13'.02	2545	North Valley
003	39°01'.13	15°01'.52	2931	Stromboli Canyon (axis)
004	38°59'.58	15°00'.08	2881	NW lower slope
005	38°59'.15	15°06'.35	2746	Stromboli Canyon (axis)
006	38°57'.46	15°14'.38	2567	Stromboli Canyon floor
008	39°02'.31	14°56'.41	3041	Head of Marsili fan
009	39°01'.39	14°57'.54	3017	Head of Marsili fan
010	38°59'.38	15°13'.29	2604	Stromboli Canyon (axis)
011	38°54'.38	15°13'.11	2391	North Valley
012	38°50'.11	15°10'.26	1315	Turbiditic fan complex (lobe)
013	38°52'.40	15°10'.55	2007	Turbiditic fan complex (lobe)
014	38°50'.37	15°09'.33	1526	Turbiditic fan complex (lobe)
015	38°52'.15	15°09'.29	1975	Turbiditic fan complex (trough)

Table 1

	<b>Volume (km<sup>3</sup>)</b>
Fan-shaped bulge (whole)	12 ± 2.5
Turbiditic system	3.5 ± 0.5
Debris avalanche deposits (bulk*)	8.5 ± 2.5
Debris avalanche re-compacted volume	6.7 ± 2.0
Sector collapses volume (Tibaldi, 2001)	5 ± 2.0

Table 2

## **Chapter 6**

### ***Volcanic and erosive-depositional features along the submerged flank of Stromboli***

This chapter is focused on the study of volcanic and erosive-depositional processes acting on the submerged flanks of Stromboli Volcano, reconstructed through morphology and distribution of acoustic facies; scuba-diving observations in shallow water and a series of targeted sampling performed on the submerged flanks provided ground-truthing. Most of the submarine part of the volcano is made up of a volcanoclastic apron. Only 50 km<sup>2</sup> of the seafloor has been attributed to volcanic outcrops of presumably primary origin (i.e. 10% of the submerged portions of the edifice). They are observed either near to the coast, in continuation with subaerial structures, or as isolated features on the submarine Stromboli flanks, unrelated to the present-day island morphology. They can be divided in four main types on the basis of different scales and morpho-acoustic characters: a) lava flows and/or deltas, b) dykes, c) volcanic cones and hummocky morphologies, d) volcanic ridges.

Erosive-depositional features represent about 90% of the whole submerged morphology at Stromboli and are the result of a large spectrum of reworking and mass-wasting processes, ranging different magnitudes and time scales. They are grouped within some main categories according to their morphology and acoustic character, reflecting different processes involved in their formation, strongly depending, in turn, on different depth intervals, slope gradients and sedimentary processes. It has to be mentioned that these are often general categories, due to the lack of extensive ground-truth data that would allow a more specific and detailed classification. Erosive-depositional features include shore platforms and submerged depositional terraces, channelized erosive features, unconfined gravity flows and features related to large-scale slope failure. A further category is represented by areas with prevalent hemipelagic sedimentation that are mainly located on the distal, older and less active sectors of the edifice.

On the whole, volcanic and erosive-depositional processes led to the development of a modern volcanoclastic apron at Stromboli, similarly to those observed in other volcanic edifices (Menard,

1956; McPhie, 1995; Schmincke and Sumita, 1998; Ballance et al., 1988; Wright, 1996, Ollier et al., 1998; Marani, 2001; Chadwick et al., 2005; Picard et al., 2006). At a finer-scale, the large spatial variability in the distribution of volcanic primary and secondary products and of hemipelagic-pelagic sediments in the apron is evident. The composition, distribution and facies variation of the deposits are, in fact, controlled by a complex interplay among the tectonic evolution of volcanoes, the rate and type of volcanic activity, the intensity of dismantling processes and the nature of the transporting and depositional processes. Besides the major volumetric contribution of large-scale collapse deposits to the apron development, a number of small and medium-scale erosive and mass-wasting processes are also responsible for carving Stromboli submarine flanks and transporting debris towards deeper areas at the base of the volcano. Their analysis represents a main objective of this chapter, since the variability of identified acoustic facies reflects that of volcanoclastic and reworking processes acting on submerged volcanic flanks.

## Capitolo 6

### ***Strutture vulcaniche ed elementi erosivo-deposizionali individuati nei fianchi sommersi di Stromboli.***

Differenti lineamenti morfologici e facies acustiche sono state riconosciute nelle porzioni sommerse di Stromboli sulla base dell'integrazione di dati batimetrici ad alta risoluzione e sonar a scansione laterale. Questo ha permesso di individuare due differenti tipologie di strutture: a) affioramenti vulcanici e b) lineamenti erosivo-deposizionali, successivamente descritte e suddivise sulla base dei principali processi coinvolti nella loro formazione (paragrafi 6.1 e 6.2). Questa suddivisione richiama in parte la classificazione genetica delle facies vulcaniche proposta da McPhie (1995), in quanto gli affioramenti vulcanici corrispondono alla “*primary volcanic facies*” (ovvero a forme generate direttamente ed esclusivamente da processi vulcanici), mentre i lineamenti erosivo-deposizionali si associano sia a “*resedimented volcanoclastic facies*” (materiale vulcanoclastico risedimentato contemporaneamente all'attività eruttiva o che ha subito trasporto sedimentario limitato) che a “*volcanogenic sedimentary facies*” (materiale epiclastico risedimentato successivamente all'attività eruttiva a seguito di processi di trasporto e deposizione). Nel caso di Stromboli, una chiara discriminazione tra queste due ultime facies non è possibile sulla base dei dati disponibili, ad eccezione dei casi per cui sono stati effettuati campionamenti del fondale (campagna *Idducore*), con osservazioni sedimentologiche e paleoecologiche sui sedimenti (par. 6.3)

#### **6.1 Affioramenti vulcanici**

Affioramenti vulcanici di presumibile origine primaria sono stati identificati lungo i fianchi sommersi di Stromboli, coprendo circa il 10% dei fondali (per un'area totale di circa 50 km<sup>2</sup>). Essi sono stati osservati sia vicino a costa, in continuità con strutture subaeree, che nelle parti più profonde dei fianchi vulcanici, dove non sono direttamente relazionabili a centri eruttivi presenti sull'isola.



Gli affioramenti vulcanici possono essere suddivisi in 4 tipi principali, sulla base delle loro dimensioni e dei caratteri morfo-acustici ad essi associati: a) resti di flussi lavici e delta di lava, b) dicchi, c) morfologie ad *hummocky* e centri secondari, d) affioramenti di substrato.

a) Resti di singoli flussi di lava, provenienti dai fianchi emersi di Stromboli, formano una parte limitata degli affioramenti vulcanici, sia perché l'attività vulcanica recente è prevalentemente sommitale, sia perché le colate che giungono fino a mare sono facilmente rimosse dai processi erosivi agenti nel settore costiero. Le colate di lava a mare sono generalmente caratterizzate da una distintiva forma lobata, dimensioni variabili da alcune decine fino a centinaia di metri, basso rilievo morfologico ed alta riflettività acustica nelle immagini sonar, dove spesso presentano una *texture* superficiale irregolare. In maggior parte queste strutture sono state identificate all'interno della Sciara del Fuoco ed interpretate come la continuazione a mare di recenti flussi lavici e/o resti di delta di lava formati presso la costa e successivamente smantellati dal moto ondoso (come accaduto, per esempio, nel 1930, 1954-55, 1967, 1975, 1985-86, 2002-2003 e 2007, in corrispondenza delle principali crisi eruttive). In particolare, durante l'ultima eruzione (marzo 2007) un delta di lava con un volume stimato di circa 7 km<sup>3</sup> ed uno spessore massimo di circa 60 m si è messo in posto al piede della Sciara del Fuoco nell'arco di tempo di 1 mese, prolungandosi nei settori sommersi fino a 650 m di profondità (Fig. 6.2; Chiocci et al., 2007).

Resti di colate di lava meno recenti sono stati riconosciuti nel settore costiero antistante l'abitato di Piscità (parte settentrionale dell'isola, Fig. 6.3), al di sopra di una superficie terrazzata sommersa estesa parallelamente a costa (con ciglio localizzato a circa 20 m di profondità) che interessa vasti settori dell'isola (vedi anche par. 6.2). Le colate sono definite da piccole dorsali di forma lobata, estese da costa fino a 20-30 m di profondità per una lunghezza di 100-150 m, e con un rilievo morfologico di alcuni metri rispetto al circostante fondale (Fig. 6.3b). Esse rappresentano presumibilmente la prosecuzione a mare delle colate di S. Bartolo, eruttate in tempi storici (età inferiore di 2 ka, secondo recenti datazioni archeomagnetiche, Speranza et al., 2008) da un cratere eccentrico situato a circa 600 m di quota lungo il versante settentrionale dell'isola, nel cui tratto

costiero danno luogo ad alte falesie di lava (Keller et al., 1993; Laiolo&Cigolini, 2006).

Un altro aspetto con cui si presentano i residui delle colate laviche di San Bartolo nei primi 10 m di profondità è quello di strutture di forma tabulare (Fig. 6.3c), di dimensioni dell'ordine di qualche decina di metri ed un rilievo morfologico di 1-2 m rispetto al circostante fondale sabbioso. Sulla base della loro geometria e della comparazione con analoghe morfologie osservate alle isole Hawaii (sebbene queste abbiano dimensioni molto maggiori), queste strutture tabulari possono essere interpretate come fenomeni di *bench* a piccola scala, ovvero rappresentare la testimonianza di parziali fenomeni di collasso verificati nell'espandimento lavico.

b) La presenza di dicchi è largamente riconosciuta sull'isola (Zanchi&Francalanci, 1989; Tibaldi, 2001; Corazzato et al., 2008), mentre la loro individuazione a mare è molto più complessa, in quanto i soli caratteri morfo-acustici raramente permettono una chiara discriminazione tra queste strutture ed altri lineamenti morfologici di piccole dimensioni.

Un chiaro esempio di dicchi osservati nelle porzioni sommerse di Stromboli è rappresentato da una serie di lineamenti stretti (6-15 m) e lunghi (100-200 m), che presentano un rilievo di pochi metri rispetto al circostante fondale, individuati sulla parte sommitale della piattaforma costiera presente lungo la spalla sud-occidentale della Sciara del Fuoco a profondità inferiori ai 30 m (Fig. 6.4). In particolare, due possibili gruppi di dicchi sono stati riconosciuti sulla base della loro differente orientazione: il primo gruppo (A in Fig. 6.4) è allineato parallelamente al bordo occidentale della Sciara del Fuoco (WNW-ESE), similmente a quanto osservato per i dicchi presenti nel pendio subaereo (Keller et al., 1993; Tibaldi, 1996), mentre l'altro gruppo (B in Fig. 6.4) è disposto radialmente rispetto ad un affioramento vulcanico centrale di forma semicircolare (emergente nello Scoglio Baccalà), che presenta un diametro di circa 40 m. Sono state, inoltre, osservate possibili relazioni di *cross-cutting* (X in Fig. 6.4) tra i dicchi appartenenti a quest'ultimo gruppo, suggerendo che la loro messa in posto sia avvenuta in fasi successive.

La differenza tra i due gruppi di dicchi è confermata anche da analisi petrografiche ed isotopiche

eseguite su due campioni recuperati da queste strutture in mare (5a e 5b in Fig. 6.4a) e da uno prelevato da un dicco nel settore costiero (T in Fig. 6.4a). L'analisi degli elementi maggiori ed in tracce (tabella in Fig. 6.4) ha indicato per prima cosa che le rocce campionate, di composizione basica (trachibasalti-trachiandesiti basaltiche), appartengono alle unità del Neostromboli (affioranti ai due lati della SdF e di età compresa tra 13000 e 5000 anni fa, Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), che si caratterizzano per l'elevato contenuto in potassio. Queste unità (sia le lave che i dicchi) sono state a loro volta suddivise in 2 sottogruppi sulla base del diverso contenuto in Sr ( $>$  o  $<$  di 800 ppm) e della correlazione negativa tra il rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Corazzato et al., 2008). I campioni 5a e T (Fig. 6.4), prelevati da dicchi con orientazione WNW-ESE, si collocano tra le composizioni dei dicchi ad alto Sr (Francalanci L. e Petrone C., comm. pers.), che si riscontrano tipicamente nel settore medio-basso della spalla occidentale della Sciara del Fuoco (Tibaldi, 2001; Corazzato et al., 2008), mentre il campione 5b (proveniente da un dicco radiale, Fig. 6.4) è più spostato verso le composizioni a relativamente basso Sr (Francalanci L. e Petrone C., comm. pers.), che sono associate dagli stessi autori ai dicchi sommitali o alle lave più esterne della Sciara del Fuoco, confermando così differenti stadi di messa in posto e diversa alimentazione.

c) Morfologie ad *hummocky* sono state riconosciute in due differenti settori dell'edificio ed ubicate a profondità diverse. Nel primo caso, esse sono localizzate alla base del fianco settentrionale di Strombolicchio (tra 2100 e 2300 m di profondità) e si presentano nelle immagini sonar come strutture subcircolari allungate ad alto *backscatter*, con un diametro medio di alcune centinaia di metri (Fig. 6.5). Facies analoghe sono state identificate sia nell'edificio vulcanico del Marsili (F. Chiocci, pers. comm.), che lungo le dorsali di Juan de Fuca (Sauter et al., 2002) e Medio-Atlantica (MAR, Smith et al., 1995), dove sono state associate alla messa in posto di estesi campi di lave a *pillow*. Immagini ROV e campionamenti del fondale eseguiti recentemente in questo settore dell'edificio (Di Roberto et al., 2008) hanno, infatti, evidenziato la presenza di un esteso campo di lave a *pillow* sul fondale, contraddistinto da morfologie abbastanza fresche, che suggeriscono una età di messa in posto relativamente giovane. La composizione chimica dei campioni prelevati dai

*pillow* (PL in tabella di Fig. 6.5; Di Roberto, 2008) non è relazionabile ad alcun prodotto conosciuto sull'isola, ricadendo all'interno del campo dei trachibasalti (diagramma TAS, Peccerillo&Taylor, 1976), sebbene essa presenti alcune affinità con i prodotti eruttati durante il Neostromboli, come l'alto contenuto in potassio (Di Roberto et al., 2008). Analisi petro-chimiche eseguite su frammenti di lava recuperati tramite un dragaggio (campagna *Idducore*, campione SD7 in Fig. 6.5) effettuato presso le strutture ad *hummocky* individuate nelle immagini TOBI hanno evidenziato una composizione simile a quella riportata da Di Roberto et al. (2008) per i *pillow lava*, mentre il campionamento SD8, effettuato in corrispondenza di un'adiacente dorsale vulcanica, ha messo in luce la presenza di lave a differente composizione, suggerendo che la messa in posto di queste strutture vulcaniche sia avvenuta in fasi diverse.

Numerose morfologie sub-coniche, con diametro variabile da 200 a 1000 m e rilievo di 80-200 m sono state, inoltre, osservate nella parte bassa del fianco sud-occidentale dello Stromboli tra 800 e 1600 m di profondità (Fig. 6.6). Queste strutture vulcaniche sono spesso coalescenti, dando luogo nell'insieme a morfologie ad *hummocky* allungate radialmente al cono (cap. 3) e sono molto simili per forma e dimensione a quelle individuate nelle porzioni sommerse (tra 800 e 2000 m di profondità) del vulcano Anathan (parte centrale dell'arco delle Marianne), la cui morfologia lascia ipotizzare che esse possano essere il risultato di processi piroclastici-idroclastici e/o messa in posto di lave a *pillow* (Chadwick et al., 2005).

Dragaggi effettuati di recente su un centro secondario (denominato informalmente Casoni, Gamberi et al., 2006), presente qui a circa 1200 m di profondità (Fig. 6.6), hanno permesso di recuperare lave basaltiche (con aspetto fresco) e scorie, interpretate da tali autori come testimonianza di attività effusiva e debolmente esplosiva in questo settore.

d) Affioramenti del substrato vulcanico sono stati identificati in diversi punti lungo i fianchi sommersi dello Stromboli, presentando in genere un'estensione lineare, dimensioni dell'ordine di centinaia o migliaia di metri ed un'orientazione radiale rispetto all'edificio, tranne alcune eccezioni dove si è osservato un allungamento preferenziale di questi lineamenti, controllato presumibilmente

da strutture tettoniche (*volcanic ridges* in direzione circa N-S, Fig. 6.6, vedi anche cap. 3).

Gli affioramenti di substrato rappresentano spesso la prosecuzione a mare di strutture vulcaniche presenti a terra (si veda, ad esempio, le Figg 6.3, 6.7 e 6.10) e sono stati osservati entro le prime centinaia di metri di profondità, dove l'acclività dei fianchi sommersi non favorisce il deposito di una rilevante copertura di sedimento. Nel settore nord dell'isola (antistante Piscità), ad esempio, si riconoscono alcune maggiori dorsali vulcaniche allungate in direzione N-S fino alla profondità di circa 300 m (Fig. 6.3a). Queste strutture probabilmente costituiscono il prolungamento *offshore* delle unità vulcaniche del NeoStromboli e Vancori, anch'esse affioranti in questo settore dell'isola (età > 5 ka, Hornig-Kjarsgaard et al., 1993). Le dorsali sono interessate nella loro sommità da piccoli lembi di piattaforme costiere (*shore platforms* in Fig. 6.3a), il cui ciglio è localizzato rispettivamente a 45 e 60 m di profondità e la cui formazione è presumibilmente relazionata a livelli marini decisamente più bassi rispetto a quello attuale (vedi anche paragrafo 6.2).

In alcuni casi, gli affioramenti di substrato sono caratterizzati da dorsali molto strette ed allungate in direzione del pendio, contraddistinte da ripidi fianchi e delimitate lateralmente da lineamenti erosivi con evoluzione di tipo retrogressivo, e possono essere quindi interpretate come strutture relitte (Fig. 6.7).

## 6.2 Lineamenti erosivo-deposizionali

Lineamenti erosivo-deposizionali sono largamente presenti nelle porzioni sommerse di Stromboli e sono il risultato di un largo spettro di processi di deposizione e rimozione, caratterizzati da differenti dimensioni, frequenze, meccanismi di innesco, sviluppo e messa in posto. Questi lineamenti possono essere suddivisi sulla base della loro morfologia e facies acustica in alcune categorie principali, relazionate ai principali processi genetici, a loro volta influenzati dalla profondità e pendenza dei fondali su cui si sviluppano. Le varie categorie individuate sono descritte

dettagliatamente nei prossimi paragrafi come: a) piattaforme costiere e terrazzi deposizionali sommersi (6.2.1), b) lineamenti erosivi canalizzati (6.2.2), c) flussi di gravità non confinati (6.2.3), d) lineamenti relazionati ad eventi di instabilità a larga scala. Questi ultimi vengono solo brevemente ripresi in questo capitolo (nel par. 6.4) in quanto il loro studio è stato dettagliatamente approfondito nei capitoli 4 e 5.

Un'ultima categoria è, infine, rappresentata dalle aree dominate da sedimentazione emipelagica, localizzate nei settori più distali, antichi e meno attivi dell'edificio. Questi ultimi sono in genere caratterizzati da una morfologia piuttosto regolare del fondale, bassi valori di *backscatter* nelle immagini sonar, riflettori continui e sub-paralleli nei profili sismici ad alta risoluzione, indicando nell'insieme la prevalenza di sedimentazione fine (emipelagica), come confermato dai campionamenti effettuati (par. 6.3).

### **6.2.1 Piattaforme costiere e terrazzi deposizionali sommersi**

Le piattaforme costiere rappresentano una caratteristica piuttosto comune nei vulcani insulari ed oceanici, e sono state riconosciute in diversi contesti geodinamici, come le isole hawaiane (Clague e Moore, 2002), la parte orientale delle isole Canarie (Ably&Hurlimann, 2000) le isole caraibiche (Le Friant et al., 2004) e l'isola di Reunion (Oehler et al., 2008). Nell'arcipelago eoliano, esse costituiscono un elemento caratterizzante le porzioni antiche delle diverse isole (Calanchi et al., 1995). A Stromboli, in particolare, le piattaforme costiere sono ben sviluppate solamente in corrispondenza dei settori sud-occidentali (dove tagliano le unità del Paleostromboli e/o precedenti) e nord-orientali dell'edificio (interessando le porzioni sommerse del centro di Strombolicchio, datato a circa 200 ka da Gillot&Keller, 1993).

Similmente a quanto descritto per le altre isole eoliane (Chiocci&Romagnoli, 2004) la geometria interna delle piattaforme costiere meglio sviluppate è costituita da una superficie d'abrasione marina

(sub-orizzontale) incisa sul substrato lavico fino a circa 100-140 m di profondità, al di sopra della quale si ha lo sviluppo di sequenze deposizionali progradanti a morfologia terrazzata e geometria cuneiforme, definite Terrazzi Deposizionali Sommersi (TDS, Chiocci&Romagnoli, 2004). La formazione di ampie superfici d'abrasione marina è stata oggetto di numerose discussioni in letteratura e può essere generalmente attribuita alla concomitanza\predominanza di erosione marina dovuta al moto ondoso (Trenhaile, 1999) e/o processi di degradazione meteorica subaerea (Stephenson&Kirk, 2000b; Le Friant et al., 2004). Se per l'origine di piattaforme sommerse vengono generalmente invocate le variazioni del livello marino, la loro conservazione è spesso associata a fenomeni di subsidenza. A Stromboli, data la loro profondità attuale, queste superfici possono essere correlate all'erosione marina occorsa durante l'ultimo basso stazionamento (quando il livello marino era 100-120 m più basso dell'attuale). Non vi sono, invece, allo stato attuale, testimonianze di subsidenza o di altri eventuali movimenti verticali a cui sarebbe stato soggetto Stromboli; tuttavia, un generale sollevamento del settore eoliano (con tasso medio di 0.3 mm/a) è stato ipotizzato per gli ultimi 125 ka sulla base del riconoscimento di morfologie e depositi di origine marina sollevati su molte delle isole Eolie (Lucchi e al., 2007).

Come discusso da Chiocci&Romagnoli (2004) per l'arcipelago eoliano, le piattaforme costiere potrebbero tuttavia essere di origine policiclica (ovvero rappresentare il risultato finale di più fasi erosive associate a diversi momenti di basso stazionamento del livello marino avvenuti nel Tardo-Quaternario), in quanto se da una parte la loro ampiezza suggerisce la necessità di intervalli temporali dell'ordine di migliaia di anni per la loro formazione, sulla base dei tassi stimati di erosione in letteratura (Stephenson, 2000), dall'altra esse si ritrovano in genere ben sviluppate solamente in corrispondenza delle porzioni più antiche delle isole eoliche (> 100 ka).

La piattaforma costiera presente lungo il lato sud-occidentale di Stromboli (Fig. 6.8) è contraddistinta da una buona continuità parallelamente a costa (circa 3.3 km), mentre è relativamente poco estesa in direzione trasversale ad essa (larghezza massima di circa 800 m). L'analisi di profili sismici (Sparker 0.5 kJ, Fig. 6.8b) ha permesso di individuare un basamento

acustico sub-orizzontale, il cui ciglio è localizzato a circa 120 m di profondità, al di sopra del quale si ha lo sviluppo di due ordini di terrazzi deposizionali sommersi (1 e 2 in Fig. 6.8b). Il tetto del terrazzo in posizione stratigraficamente superiore (1) è caratterizzato, nel settore compreso tra Timpone del Fuoco e Secche di Lazzaro, da una facies a blocchi (spesso organizzati in cordoni paralleli a costa) che si estende fino a 30 m di profondità, dove forma un ripido ciglio rilevato di qualche metro rispetto al sottostante fondale (Fig. 6.8). Procedendo verso SE, il limite di questa facies diviene più superficiale (fino a circa -10 m), raccordandosi a maggiore profondità (tramite una scarpata poco acclive) con un fondale sabbioso caratterizzato da *ripples*, alternati ad aree colonizzate da fanerogame marine e sporadici blocchi (Fig. 6.8c). Il terrazzo più profondo (2) presenta il ciglio ad una profondità di 55-60 m (Fig. 6.8a) ed è contraddistinto da una morfologia piuttosto regolare e da una geometria interna clinostratificata (Fig. 6.8b). Nelle immagini sonar, esso mostra un medio *backscatter*, suggerendo la prevalenza di un fondale sabbioso, come confermato anche da immersioni subacquee effettuate nell'area.

La piattaforma nord-orientale è, invece, centrata intorno al neck di Strombolicchio (Fig. 6.9) e mostra una forma sub-circolare in pianta, con un diametro di 2-3 chilometri. Due principali ordini di terrazzi deposizionali sommersi sono stati individuati attraverso l'analisi integrata della batimetria e dei profili sismici ad alta risoluzione; il relativo ciglio (1 e 2 in Fig. 6.9) è localizzato rispettivamente a 50 e 70-100 m di profondità. Il terrazzo stratigraficamente superiore si sviluppa al di sopra della sella tra Stromboli e Strombolicchio e presenta superficialmente una facies multibeam "scabrosa", definita dall'alternanza di blocchi, aree sabbiose con *ripples*, affioramenti del substrato vulcanico ed ampi settori colonizzati da fanerogame marine (Figg 6.9a e 6.9c). Nella parte meridionale del terrazzo sono state individuate (nei dati batimetrici ad alta risoluzione) alcune peculiari strutture allungate in direzione SSW-NNE per circa 40-50 m e rilevate di circa 1 m rispetto al circostante fondale (Fig. 6.9d). Dalle osservazioni compiute in immersione si è potuto verificare che queste strutture corrispondono a testate di strato inclinate di 10-20° verso est, costituite da ciottoli ben arrotondati, immersi in una matrice sabbiosa e ricoperti da alghe incrostanti



(foto in Fig. 6.9d), rappresentando presumibilmente il top dei *foresets* del terrazzo deposizionale, affioranti a seguito di processi erosivi agenti sul fondale.

Il TDS più profondo (il relativo ciglio è il 2 in Fig. 6.9) è invece caratterizzato da un fondale più regolare, definito da un medio *backscatter* nelle immagini sonar (analogamente a quanto osservato per la piattaforma sud-occidentale), con il riconoscimento di *ripples* fino a 60-70 m di profondità. I profili sismici hanno, inoltre, evidenziato una marcata asimmetria di questo terrazzo (Fig. 6.9b), con il lato occidentale più ampio, caratterizzato da uno spessore più elevato e da un ciglio localizzato a maggiori profondità (circa -100 m) rispetto a quello orientale (circa -70 m). Questa asimmetria è presumibilmente legata alla presenza di un possibile settore ribassato nella parte nord-occidentale della piattaforma, con lo sviluppo di un cuneo sedimentario fino a circa 200 m di profondità, sopra al quale si osserva la progradazione del sovrastante TDS (Gabbianelli et al., 1993; Chiocci&Romagnoli, 2004).

Una brusca rottura di pendio (*slope break* in Fig. 6.10), localizzata tra 110 e 140 m di profondità, è stata poi identificata lungo buona parte del fianco orientale di Stromboli (localmente interrotta da profonde depressioni in continuità morfologica terra-mare). Questa rottura di pendio, che nelle sezioni batimetriche suddivide un settore più superficiale (con pendenze inferiori a 20°) dai sottostanti ripidi pendii del fianco sommerso, caratterizzati da gradienti superiori ai 25° (Fig. 6.10), interessa le unità più antiche (Paleostromboli) e sembra congiungersi lateralmente alle più ampie piattaforme costiere presenti lungo i fianchi nord-orientale e sud-occidentale dell'edificio. Sulla base di queste evidenze può essere anch'essa relazionata alle fluttuazioni eustatiche avvenute nel Tardo-Quaternario. In particolare, una morfologia simile è stata individuata anche presso l'attivo vulcano di Soufriere Hill di Monserrat (Le Friant et al., 2004), dove la relativa formazione è stata principalmente attribuita alla copiosa produzione di materiale vulcanoclastico in questo settore (a seguito dell'intensa attività eruttiva) che, sorpassando i tassi di erosione marina, avrebbe ostacolato lo sviluppo di una ben definita piattaforma costiera. Similmente il fianco orientale di Stromboli, oltre ad essere

stato interessato da fenomeni di instabilità gravitativa a larga scala (cap. 3 e 4), durante l'ultimo basso stazionamento (circa 20 ka) doveva essere sede di intensa attività vulcanica (Periodo dei Vancori 26-13 ka Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), il che potrebbe aver contrastato i processi di erosione marina, non permettendo lo sviluppo di più ampie piattaforme costiere.

In corrispondenza delle porzioni più “giovani” dell'isola (unità del Neostromboli e Stromboli Recente, cap. 3), sono stati, invece, riconosciuti solamente dei piccoli lembi di piattaforme (*eroded lava terrace* o *shore platform* di Figg 6.3 e 6.7), localizzati tra 20 e 60 m di profondità, la cui formazione può essere relazionata a fasi di stazionamento più brevi ed intermedie durante l'ultima risalita eustatica e/o al livello marino attuale. Strutture analoghe sono state osservate formarsi in tempi relativamente brevi anche in altre isole vulcaniche, come a Pico nelle Azzorre (ultimi 500 anni, Mitchell et al., 2008) o più recentemente a Surtsey in Islanda (Kokelaar&Durant, 1983), seppure questi esempi provengono da aree localizzate in contesti oceanici, caratterizzati da un più intenso regime meteo-marino rispetto a quello presente nel Tirreno meridionale.

Il ciglio di queste piattaforme meno estese presenta sempre un chiaro carattere erosivo, definito da una scarpata sub-verticale con altezza variabile da 10 a 40 m, e risulta spesso indentato da piccole nicchie di distacco associate a processi di instabilità gravitativa di tipo retrogressivo (come si osserva per esempio nell'area antistante P. Labronzo, vedi “*scars*” in Fig. 6.7). Oltre ai lembi di piattaforme costiere si osservano poi terrazzi di origine deposizionale, il cui ciglio (in genere localizzato tra 4 e 20 m di profondità, quindi molto più superficiale) è contraddistinto da un minore rilievo morfologico. La parte sommitale di tali terrazzi è generalmente caratterizzata da due diverse facies acustiche (Fig. 6.11): la prima è definita da una serie di blocchi con dimensioni variabili da metriche a submetriche (generalmente in corrispondenza delle falesie vulcaniche presenti a costa), mentre l'altra presenta un aspetto più regolare ed è in genere associata alle spiagge ghiaioso-sabbiose meglio sviluppate sull'isola (come a Le Schicciolo, Scari e Ficogrande). Immersioni subacquee hanno evidenziato la presenza di ghiaia, sabbia e blocchi arrotondati in queste ultime aree, con sporadica presenza di fanerogame marine.

### 6.2.2 Lineamenti erosivi canalizzati

Numerosi lineamenti erosivi canalizzati sono stati riconosciuti nelle porzioni sommerse di Stromboli; essi possono essere suddivisi in base alle loro dimensioni (crescenti) e forma in: a) *gullies*, b) *headless erosive furrows*, c) *troughs*, d) *channelized features with marked headwall*, e) *channels\canyons*.

a) I *gullies* sono generalmente definiti da strette e profonde incisioni sviluppate lungopendio con una lunghezza di qualche centinaio di metri, larghezza di alcune decine di metri e sezione trasversale a V; essi sono in molti casi caratterizzati da alti valori di *backscatter* nelle immagini sonar, suggerendo la presenza di materiale grossolano sul loro fondo. *Gullies* sono stati principalmente individuati nei settori meno profondi e più ripidi (gradienti superiori a 20°) dei fianchi sommersi di Stromboli (specialmente in corrispondenza del ciglio delle piattaforme costiere, Figg 6.8 e 6.9), dove formano un reticolo divergente di incisioni, che spesso confluiscono a maggiore profondità all'interno di più ampie e profonde strutture canalizzate.

b) Gli *headless erosive furrows* (solchi erosivi senza testata) sono canalizzazioni erosive caratterizzate dall'assenza di una ben definita testata e presentano in media una lunghezza di alcuni chilometri, larghezza di poche centinaia di metri e profondità di qualche decina di metri (profilo A-A<sup>1</sup> in Fig. 6.12). Questi lineamenti sono presenti sia nel settore sommerso antistante la depressione di Le Schiccirole (al di sotto della profondità di 1600 m), che alla base (circa -1300 m) di un'ampia struttura deposizionale presente nella parte meridionale dell'edificio (*Punta Lena Fan Complex*, PLFC, Figg 6.12 e 6.13, vedi anche par. 6.2.3). In entrambi i casi, essi si sviluppano ai piedi di zone relativamente piatte e regolari, che fungono da collettore per i flussi ad alto *backscatter* provenienti dal settore costiero (*HB flows* in Figg 6.13 a e b), in corrispondenza della brusca diminuzione dei gradienti del pendio (valori inferiori a 10°) osservata nella parte medio-bassa del fianco vulcanico.

I *furrows* sono ben riconoscibili anche nelle immagini sonar (Figg 6.12b; 6.13 a e b), dove sono

caratterizzati da alti valori di *backscatter*, a volte con zonazione trasversale, e nei profili *Sub-Bottom Profiler* (3.5 kHz, profilo B-B<sup>1</sup> in Fig. 6.13) in cui sono contraddistinti da una facies acustica sorda (definita da un forte eco in corrispondenza del fondale e da scarsa penetrazione del segnale acustico nel sottofondo). Queste evidenze suggeriscono la presenza di materiale grossolano sul *thalweg* dei *furrows*, come confermato da alcuni campionamenti effettuati al loro interno (par. 6.2.3).

Nei settori più profondi i *furrows* sono contraddistinti anche dalla presenza di gradini morfologici di forma semiarciata (concavità rivolta verso il basso), tipicamente spaziati di circa 150-200 m lungo il pendio, che presentano un'estensione laterale di 70-200 m ed un'altezza di qualche metro rispetto al circostante fondale (*arcuate steps* Figg 6.12b e 6.13b). In sezione longitudinale, queste forme di fondo sono definite da un lato sopraflusso sub-orizzontale o debolmente concavo verso l'alto seguito da un più ripido lato sottoflusso, a cui corrispondono nelle immagini sonar rispettivamente bassi ed alti toni di *backscatter*. Queste strutture sono concentrate principalmente tra 1500 e 1700 m di profondità, dove il fondale scende a valori di pendenza di 5°-6°.

Alcune differenze possono essere notate tra i *furrows* sviluppati nell'area antistante la depressione di Le Schiccirole e quelli presenti alla base del PLFC; nel primo caso, essi mostrano un graduale aumento della profondità di incisione procedendo lungopendio, fino a raggiungere valori di 25-30 m nel tratto distale (profilo A-A<sup>1</sup> in Fig. 6.12), dove erodono e parzialmente smantellano il margine occidentale del Canyon di Stromboli (Fig. 6.12a). Questi lineamenti sono, inoltre, caratterizzati da un andamento sinuoso-intrecciato in pianta, legato sia alla presenza di megablocchi nella parte bassa del pendio, che ne causano la diversione, sia all'influenza esercitata dal pendio regionale (a seguito della presenza del sottostante Canyon di Stromboli), testimoniata dalla loro graduale deflessione da un'iniziale direzione NW-SE ad una finale circa E-W (Fig. 6.12).

Nel caso di P.Ta Lena (Figg 6.12a e 6.13b), i *furrows* presentano, invece, un andamento meno sinuoso e non intrecciato, e sono localmente delimitati da strutture di tipo argine, con altezza

variabile da pochi fino a 12 m (profilo B-B<sup>1</sup> in Fig. 6.13), confluendo a circa 1700 m di profondità nel Canale di Panarea (vedi Figg 6.12a e 6.13b).

c) I *troughs* (depressioni allungate) sono delle strutture depresse, allungate per alcuni chilometri lungo pendio (Fig. 6.14), che presentano una larghezza di qualche centinaio di metri e profondità variabile da pochi metri ad alcune decine di metri. Questi lineamenti sono stati individuati solamente sul fianco nord-occidentale di Stromboli, in corrispondenza della parte apicale e intermedia dell'ampio *bulge* creato dai molteplici collassi di settore che hanno interessato questo settore nel corso degli ultimi 13 ka (Fig. 6.14, vedi anche cap. 5). Qui i *troughs* si alternano a lobi deposizionali con andamento radiale, costituendo un moderno sistema torbido che si estende fino a 2400 m di profondità e parzialmente ricopre i sottostanti depositi di *debris avalanche* (vedi cap. 5). I *troughs* sono caratterizzati nelle immagini sonar da lineazioni ad alto backscatter fino a -2000 m circa, mentre a maggiori profondità, al loro interno, si sviluppano delle forme di fondo contraddistinte da una lunghezza d'onda di 130-200 m ed estensione laterale di 100-400 m (Fig. 5.14). Quest'ultime sono disposte trasversalmente all'asse della depressione, presentando in genere una forma semi-arcuata in pianta, con la massima concavità (rivolta verso le aree più profonde) raggiunta nella parte centrale dei *troughs*. Le forme di fondo sono contraddistinte da alti toni di *backscatter* in corrispondenza della zona di cresta e del sottostante lato sottocorrente (*lee side*), mentre un minore e più omogeneo *backscatter* caratterizza il lato sopracorrente (*stoss side*).

d) Le *channelized features with marked headwall* (strutture canalizzate con marcata testata) sono lineamenti erosivi caratterizzati da un fondo piatto e sezione ad U. Il loro sviluppo è presumibilmente relazionato a processi d'instabilità gravitativa di tipo retrogressivo, di cui l'ultimo evento è evidenziato dalla ben definita nicchia di distacco presente allo loro testata, mentre le scarpate minori (spesso di forma semiarcuata) presenti all'interno del loro *thalweg* possono rappresentare la traccia di precedenti eventi di instabilità, parzialmente obliterati dai successivi processi erosivo-deposizionali. Questi lineamenti erosivi, spesso caratterizzati da alti toni di

*backscatter* nelle immagini sonar (indicativi della presenza di materiale grossolano al loro interno) sono piuttosto comuni nelle porzioni sommerse di Stromboli ed in particolare sono stati individuati nei settori antistanti P.ta Labronzo (*channelized feature* in Fig. 6.7), P.ta dell'Omo (*channelized feature* in Fig. 6.10) e lungo i fianchi di Strombolicchio (*channelized feature* in Fig. 6.14).

e) I *channels\canyons* presentano in genere dimensioni superiori a qualche chilometro ed in questa tesi sono suddivisi sulla base del rapporto tra la loro altezza e larghezza: se questo rapporto è  $\geq 1/10$ , il lineamento è classificato come canyon, altrimenti esso è considerato un canale.

Per quanto riguarda quest'ultimo tipo, il principale lineamento individuato è il Canale di Panarea, orientato in direzione WSW-ENE per circa 20 km (Fig. 6.12a), la cui testata è localizzata in corrispondenza del fianco orientale dell'edificio vulcanico di Panarea. Il tratto distale di questo canale, che presenta una larghezza di circa 1 km ed una profondità di 60 m, delimita la base sud-orientale dell'edificio di Stromboli. Esso è contraddistinto nelle immagini sonar da un omogeneo medio-basso *backscatter*, ad eccezione di alcune forme di fondo localizzate tra 1550 e 1600 m di profondità (*bedforms* in Fig. 6.13b), che presentano un'estensione laterale di qualche centinaio di metri, lunghezza d'onda di 250-300 m ed un'altezza d'onda di qualche metro. La parte distale del Canale di Panarea è "sospesa" al di sopra del sottostante Canyon di Stromboli e si raccorda ad esso tramite una nicchia di distacco semi-circolare, costituita da una parete sub-verticale di circa 90 m (Fig. 6.15). Alla base di questa scarpata si ha lo sviluppo di una depressione semi-chiusa, che presenta una profondità massima di 20-30 m e può essere interpretata come una possibile struttura di *splash-pool* (profilo C-C<sup>1</sup> in Fig. 6.15), relazionata a fenomeni di erosione e turbolenza generati a seguito del salto idraulico subito dai flussi gravitativi provenienti dal sovrastante Canale di Panarea.

Un altro peculiare lineamento erosivo è stato individuato nel settore compreso tra Ficogrande e Piscità (settore settentrionale dell'isola); esso, denominato Canale di Piscità (Fig. 6.16), incide fortemente il margine occidentale dell'adiacente piattaforma costiera. La testata di questo ampio lineamento è definita da una serie di nicchie di distacco di limitate dimensioni (50-150 m) che

indentano il terrazzo sommerso, il cui ciglio è localizzato a circa 10-15 m di profondità. Il fondo del canale è interessato da numerose forme di fondo, che danno luogo nell'insieme ad una morfologia a gradinata (Fig. 6.16). Queste strutture mostrano una lunghezza d'onda di 30-80 m, un'altezza d'onda di 2-10 m e le loro creste sono allineate parallelamente alle isobate, mostrando tipicamente una forma concava verso il basso con un'estensione laterale di circa 200 m (sezione A-A<sup>1</sup> in Fig. 6.16). Si è osservato spesso il graduale incremento della lunghezza e dell'altezza d'onda di queste strutture con la profondità (e con la diminuzione dei gradienti).

La comparazione di rilievi batimetrici multi-temporali ha permesso di riconoscere importanti variazioni morfologiche di queste forme di fondo, che sono migrate soprapendio fino ad alcune decine di metri nel corso di un solo anno (Bosman et al., 2008, sezione A-A<sup>1</sup> in Fig. 6.16), indicando un'intensa attività erosivo-deposizionale in questo settore dell'edificio.

Per quanto riguarda i canyons, i principali riconosciuti nelle porzioni sommerse di Stromboli sono il Canyon di Stromboli, quello della Sciara del Fuoco e di Strombolicchio. Il primo di essi rappresenta il maggiore lineamento erosivo presente nel Tirreno meridionale, con una lunghezza di circa 120 km (Gamberi&Marani, 2007). Il tratto finale di questo canyon borda dapprima la parte orientale dell'edificio di Stromboli (cap. 4) ed è orientato circa SSW-NNE, poi viene deflesso di 90° dal *Seamount* dei Lametini e prosegue il suo corso in direzione circa E-W, delimitando i fianchi settentrionale e nord-occidentale di Stromboli (vedi cap. 5).

Il Canyon della Sciara del Fuoco (Fig. 6.14) si sviluppa alla base (circa 800 m di profondità) dell'omonima nicchia di distacco associata ai diversi collassi di settore che hanno interessato il fianco nord-occidentale di Stromboli nel corso degli ultimi 13 ka e rappresenta la via preferenziale di trasporto per il materiale vulcanoclastico prodotto dall'attività recente dell'edificio verso il sottostante Canyon di Stromboli (vedi cap. 5).

Il Canyon di Strombolicchio (Fig. 6.14) è un lineamento erosivo peculiare, localizzato nella parte nord-orientale dell'edificio, la cui formazione sembra essere controllata da strutture tettoniche (vedi

cap. 3); alla sua base (circa 2000 m di profondità) è stato individuato un ampio deposito cuneiforme (Fig. 6.14) con uno spessore massimo di 200 m, che giace parzialmente all'interno del Canyon di Stromboli, dove appare essere rielaborato da correnti di densità.

### 6.2.3 Flussi gravitativi non confinati

I lineamenti deposizionali principalmente associati a flussi gravitativi non confinati sono le conoidi, che si sviluppano a differente scala e profondità sui fianchi sommersi di Stromboli. Un'ampia struttura costituita da conoidi coalescenti è localizzata nel settore antistante l'estremo sud-orientale dell'isola; essa si estende da 40 a 1250 m di profondità, coprendo un'area totale di circa 9 km<sup>2</sup> ed è stata denominata *Punta Lena Fan Complex* (PLFC, Figg. 6.12a e 6.13a). Questa struttura appare costituita dalla coalescenza di (almeno) tre conoidi deposizionali caratterizzate da dimensioni chilometriche, di cui quella centrale e meno profonda (Fan 1 in Fig. 6.13a) è estesa tra 40 e 800 m di profondità e presenta pendenze superiori a 24°. Nella parte centrale di essa (tra 200 e 400 m di profondità) si osservano alcuni affioramenti vulcanici rilevati, che lasciano ipotizzare uno spessore non troppo elevato della conoide, testimoniato anche dalla bassa convessità delle isobate. Le conoidi laterali (Fan 2 e Fan 3 in Fig. 6.13a) si trovano invece alla base di importanti strutture erosive, rappresentate rispettivamente dall'incisione di Serro Barabba (un'ampia e profonda depressione nei settori marino e terrestre) nella parte orientale e da una nicchia erosiva semi-circolare nel lato occidentale. L'intero sistema di conoidi coalescenti è caratterizzato nelle immagini sonar da una serie di flussi ad alto *backscatter*, che presentano un andamento intrecciato lungopendio (Fig. 6.13a).

Un'altra importante conoide (*Piscità Fan*) è stata individuata al piede del Canale di Piscità (nella parte settentrionale dell'edificio, Fig. 6.14), estendendosi da 600 a 1800 m di profondità, con un'ampiezza di circa 1-2 km e spessore stimato con considerazioni morfologiche di 35-40 m.



Conoidi di più limitate dimensioni (dell'ordine di qualche centinaio di metri di ampiezza) si sviluppano sia all'interno delle ampie depressioni presenti lungo i fianchi di Stromboli e relazionate ai collassi di settore, come la Sciara del Fuoco e Le Schiccirole, che al piede dei principali lineamenti erosivi canalizzati (sezione 6.2.2) individuati lungo i fianchi sommersi dell'edificio, in corrispondenza di un decremento dei gradienti. È importante sottolineare che tutte le conoidi sopracitate sono caratterizzate nelle immagini sonar da facies a medio-alto backscatter e da una facies sismica sorda nei profili SBP, suggerendo la presenza di materiale relativamente grossolano sul fondale.

Infine, un'ampia area deposizionale a morfologia tabulare (*overbank deposits*, Fig. 6.17), estesa per circa 40 km<sup>2</sup> tra la base dell'edificio di Strombolicchio e il lato interno (sinistro) del Canyon di Stromboli è stata associata alla tracimazione di flussi non confinati provenienti dal canyon in corrispondenza della sua principale deviazione verso occidente (Fig. 6.14). Tale deposito è caratterizzato da un basso *backscatter* nelle immagini sonar e da una facies sismica stratificata, con riflettori continui e ad andamento piano-parallelo nei profili sismici ad alta risoluzione (Fig. 6.17, vedi anche capitolo 5), indicando la presenza di materiale relativamente fine.

### 6.3 Risultati ottenuti dal campionamento del fondale

La maggior parte dei campionamenti effettuati durante la campagna Idducore hanno previsto l'utilizzo della benna e si sono concentrati in corrispondenza dei principali lineamenti erosivo-deposizionali individuati nelle porzioni sommerse di Stromboli (Fig. 6.18): a) depressione di Le Schiccirole e di Scari sul fianco orientale, b) sistema complesso di conoidi di Punta Lena (PLFC) e sottostanti *furrows* a sud-est, c) Canale di Piscità-Canyon di Strombolicchio a nord-est, d) Sciara del Fuoco a nord-ovest. Diversi dragaggi (Fig. 6.18) sono stati eseguiti allo scopo di caratterizzare i principali affioramenti litoidi individuati lungo i fianchi sommersi di Stromboli (megabloccchi e

strutture vulcaniche primarie), i cui risultati sono stati già in parte illustrati all'interno della sezione 6.1 e del capitolo 4. Le operazioni di dragaggio hanno, inoltre, permesso di recuperare sedimento sciolto, di cui verranno fornite informazioni di tipo qualitativo, grazie all'aggiunta di una rete metallica a maglia fine all'interno della draga. Di seguito sono brevemente descritti i principali risultati litologici, granulometrici e paleoecologici ottenuti nelle aree prima indicate, mentre la loro discussione verrà affrontata nel capitolo seguente.

I campioni prelevati nella parte meno profonda della depressione di Le Schiccirole (SB2, SB1a, SB1b e SB10 in Fig. 6.18) hanno recuperato principalmente sabbia grossolana nera con minori quantità di pomici, frammenti vetrosi e bioclasti; la frazione  $> 2 \text{ mm}$  rappresenta circa il 10-20% dell'intero campione e consiste principalmente in ciottoli di lava arrotondati (arrotondamento stimato 0.5-0.6 in accordo al metodo di Krumbein, 1941), mentre la frazione fine ( $< 63 \mu\text{m}$ ) è scarsa o assente. I campioni, dal punto di vista paleontologico, sono sterili o contraddistinti da una scarsa quantità di bioclasti e foraminiferi (sia bentonici che planctonici).

I campioni recuperati dall'adiacente depressione di Scari (SB3 e SB4 in Fig. 6.18) presentano una peculiare distribuzione granulometrica di tipo bimodale, con due picchi localizzati rispettivamente a  $-3.5 \Phi$  (ghiaia) e  $2 \Phi$  (sabbia); essi sono caratterizzati dall'assenza di bioclasti e foraminiferi, analogamente ai campioni precedenti. Questa distribuzione riflette presumibilmente quella osservata nei depositi subaerei della formazione di Scari affioranti nel settore costiero (Nappi et al., 1999).

Diversi dragaggi (SD1, SD1a, SD2, SD12 in Fig. 6.18) sono stati eseguiti a maggiore profondità, in corrispondenza dei megablocchi affioranti nella parte bassa della depressione di Le Schiccirole. Il sedimento campionato è costituito generalmente da fango di colore ocraceo, all'interno del quale si osservano intercalazioni di livelli sabbiosi e la presenza di frammenti di lava, pomici e cristalli. Bioclasti e foraminiferi sono abbondanti, specialmente nelle frazioni sabbiose, ed il loro contenuto tende ad aumentare con la profondità, fino a conferire un colore biancastro ai sedimenti, come

osservato nel campione SD12 prelevato a circa 1800 m.

Tre bennate (SB5b, SB5c e SB36 in Fig. 6.18) sono state effettuate all'interno della struttura deposizionale di P. Lena (PLFC, sezione 6.2.3); le prime due (localizzate a circa 850 m di profondità) hanno recuperato sabbia siltosa di colore marrone-verdastro con intercalati livelli di sabbia nera fine, mentre il terzo campione (circa -1140 m) è caratterizzato da clasti di lava arrotondati (arrotondamento stimato a 0.60 in accordo al metodo di Krumbein) e sabbia siltosa. Pomici, bioclasti e foraminiferi sono presenti in grande quantità in tutte e tre i campionamenti (specialmente nelle frazioni più grossolane); i foraminiferi, in particolare, sono caratterizzati da un'abbondanza di specie bentoniche spiazzate (spesso epifite ed infralittorali, V. Frezza pers. comm.), indicando processi di rimaneggiamento e trasporto del sedimento a maggiore profondità.

Il campione SB37 (Fig. 6.18) è stato prelevato all'interno di uno degli *erosive furrows* presenti alla base della PLFC (a circa -1500 m) ed è contraddistinto dalla presenza di fango grigio-verdastro con intercalazioni sabbiose, frammenti di pomici e scorie vescicolate di dimensioni sub-centimetriche; bioclasti, spicole di spugna e foraminiferi (con un'alta percentuale di specie bentoniche spiazzate, V. Frezza pers. comm.) sono presenti in grande quantità.

c) Un'unica bennata (SB12 in Fig. 6.18) è stata eseguita allo sbocco del Canyon di Strombolicchio, recuperando fango ocraceo con intercalazioni di sabbia ed abbondante presenza di bioclasti e foraminiferi (sia planctonici che bentonici spiazzati, V. Frezza pers. comm.) mentre, nei due dragaggi effettuati lungo il fianco settentrionale del Canyon, si è recuperato fango ocraceo plastico, ricco in foraminiferi planctonici, indice di un contributo prevalente di sedimentazione emipelagica.

Un'unica bennata (SB13 in Fig. 6.18) è stata eseguita all'interno del Canale di Piscità (circa 100 m di profondità), con il recupero di sabbia vulcanica poco cernita, mentre numerose bennate sono state effettuate nella parte alta della depressione della Sciara del Fuoco (da costa fino a 400 m di profondità) recuperando principalmente detrito grossolano (sabbia e ghiaia), blocchi di lava vescicolata con dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche e scorie; la percentuale di

materiale fine è in questi campioni molto bassa o del tutto assente.

## 6.4 Discussione

I fianchi sommersi degli edifici vulcanici sono ambienti tipicamente caratterizzati da elevati tassi di sedimentazione, in quanto se da una parte l'attività vulcanica è in grado di alterare la "normale" sedimentazione emipelagica e pelagica, immettendo ingenti quantità di tephra e lave nell'ambiente marino anche in periodi di tempo relativamente brevi, dall'altra la ripidità dei fianchi vulcanici favorisce lo svilupparsi di diffusi fenomeni d'instabilità gravitativa, che rappresentano un efficace mezzo di trasporto del materiale vulcanoclastico prodotto dalla parte alta a quella basale del vulcano. L'accumulo di questo materiale intorno al cono vulcanico contribuisce in maniera notevole allo sviluppo di un apron vulcanoclastico (Menard, 1956; McPhie, 1995; Schmincke&Sumita, 1998), il cui volume in molti casi supera quello dell'isola stessa, fino a raggiungere percentuali superiori al 90% del volume totale nei vulcani di arco (Orton, 1996; Carey, 2000).

La maggior parte delle conoscenze sulla natura dei depositi e sulle dinamiche sedimentarie all'interno di apron vulcanoclastici derivano principalmente dallo studio di antiche sequenze presenti a terra (vedi ad esempio Kano et al., 1993; Templeton&Hanson, 2003), da modelli generali di facies vulcaniche in ambiente sottomarino (ad esempio Fisher, 1984; Fisher&Schmincke, 1984; Cas&Wright, 1987), da perforazioni effettuate nella parte distale dei moderni apron vulcanoclastici e adiacenti bacini (Ocean Drilling Project, ODP), e da profili di sismica multicanale (con il riconoscimento delle *flank*, *slope* e *basin* facies, Schmincke&Sumita, 1998).

Si tratta quindi prevalentemente di studi a scala generale e/o regionale, mentre esistono pochi esempi di caratterizzazione dei moderni apron vulcanoclastici alla scala del vulcano (Ballance et al., 1988; Wright, 1996; Ollier et al., 1998; Gamberi, 2001; Chadwick et al., 2005; Picard et al., 2006).

Questo fatto è principalmente dovuto alle difficoltà oggettive di esplorare in maniera diretta le porzioni sommerse degli edifici vulcanici, cosicchè il loro studio è tipicamente demandato all'utilizzo di sistemi acustici di tipo indiretto, come sonar a scansione laterale e *multibeam*, che sono stati sviluppati solo negli ultimi decenni. Queste tecniche permettono, tuttavia, la sola caratterizzazione superficiale dell'apron, mentre informazioni riguardanti il sottofondo sono spesso scarse o mancanti, in quanto la ripidità dei fianchi vulcanici e la cospicua presenza di materiale grossolano sul fondale ostacolano la penetrazione del segnale sismico in profondità (cap. 2) ed il campionamento sub-superficiale del fondale.

Con la caratterizzazione dei principali lineamenti morfologici e delle facies acustiche ad essi associate, nelle porzioni sommerse di Stromboli, si è cercato proprio di fornire un contributo alla comprensione dei principali processi erosivo-deposizionali che partecipano alla costruzione di un moderno apron vulcanoclastico.

La prima osservazione derivante da questo studio è la larga variabilità (a scala di poche centinaia di metri) nella distribuzione delle facies acustiche che caratterizzano tale apron. Questa variabilità può essere relazionata in parte alla presenza di molteplici sorgenti in grado di alimentare il sistema vulcanoclastico: a) attività eruttiva sia subaerea che sottomarina, b) processi di instabilità gravitativa a differente scala e frequenza, c) sedimentazione emipelagica, che tende a ricoprire gli affioramenti vulcanici primari ed i prodotti vulcanoclastici. D'altra parte, tale variabilità può derivare anche dalle complesse interazioni che sussistono tra evoluzione vulcano-tettonica dell'edificio, fluttuazioni eustatiche tardo-quadernarie, processi di smantellamento e di trasporto del sedimento vulcanoclastico (Carey e al., 2000; Le Friant e al., 2004).

Un'altra osservazione generale è che, analogamente a quanto osservato in altri apron vulcanoclastici (vedi ad esempio Wright, 1996; Carey e al., 2000), i processi erosivo-deposizionali dominano rispetto a quelli vulcanici primari, interessando circa il 90% delle porzioni sommerse di Stromboli. Nonostante il maggior contributo volumetrico fornito dai settori di collasso a larga-scala nello

sviluppo dell'apron (vedi cap. 4 e 5), i processi di instabilità e rimaneggiamento a piccola/media scala sono responsabili dell'erosione e del trasporto di un'ampia quantità di detrito vulcanoclastico verso le parti più profonde dell'edificio, riflettendo in larga misura la variabilità delle facies acustiche individuate a Stromboli. Questi processi vengono descritti in dettaglio nella prossima sezione.

#### **6.4.1 Processi erosivo-deposizionali agenti lungo i fianchi sommersi di Stromboli.**

La natura e le caratteristiche dei processi erosivo-deposizionali a Stromboli sono determinati principalmente da due fattori: a) gli elevati gradienti (vedi cap. 3 e Fig. 3.3) e b) la predominanza di materiale vulcanogenico grossolano (dal punto di vista granulometrico sabbioso e ghiaioso) che caratterizza i fianchi sommersi dell'edificio, come testimoniato dalle facies sonar (a prevalente alto *backscatter*), dai profili di sismica monocanale ad alta risoluzione e dai campionamenti effettuati.

Tali caratteristiche, in ambienti differenti, portano allo sviluppo di *coarse-grained fan-delta*, come nelle porzioni sommerse dei fiordi (ad esempio, quelli della Columbia Britannica) ed in corrispondenza di scarpate controllate tettonicamente. Tali corpi deposizionali sono stati ampiamente descritti ed analizzati negli anni '80 e '90 (Prior&Bornhold, 1989 e 1990; Ethridge&Wescott, 1984; Massari, 1984, Porebski, 1984); verranno fatti diversi riferimenti/comparazioni con gli esempi riportati in questa letteratura per comprendere i principali processi agenti lungo l'apron vulcanoclastico di Stromboli, anche in virtù del fatto che molte delle facies acustiche identificate, pur in ambienti molto diversi, mostrano evidenti analogie. Nel caso di Stromboli, in particolare, l'organizzazione e la distribuzione dei lineamenti erosivo-deposizionali e delle facies acustiche ad essi associate riflettono in larga misura l'evidente simmetria bilaterale dell'edificio vulcanico rispetto alla sua direzione di sviluppo preferenziale (SW-NE, vedi cap. 3), con la formazione di fianchi più stabili (*buttressed*) o meno stabili (*unbuttressed*) dell'edificio. In

generale, i fianchi “stabili” (SW e NE) sono caratterizzati da estese aree di “immagazzinamento” a bassa profondità (primi 100-140 m s.l.m.) del detrito vulcanoclastico prodotto dall’erosione subaerea e rimaneggiato dal moto ondoso/correnti in corpi deposizionali come i TDS (Terrazzi Deposizionali Sommersi) che si sviluppano al di sopra di ampie piattaforme costiere (par. 6.2.1). Da qui il sedimento può essere saltuariamente rimobilizzato, come a seguito degli eventi meteomarini più intensi che colpiscono la fascia costiera (la cui energia si risente anche sul fondale, come testimoniato dal riconoscimento di *ripples* fino a 60-70 m di profondità) e trasportato a maggiore profondità attraverso un reticolo di stretti *gullies*, che si sviluppano spesso a partire dal ciglio della piattaforma costiera. Gli elevati gradienti ( $> 20^\circ$ ) che caratterizzano la parte alta dei fianchi vulcanici sommersi favoriscono, infatti, lo sviluppo di strette incisioni in questo settore, dovute allo scorrimento di flussi di tipo inerziale (come quelli descritti sperimentalmente da Postma et al., 1988 e corrispondenti ai *grain flows* nella classificazione di Masson et al., 2006, vedi cap. 1), costituiti prevalentemente da materiale grossolano (come suggerito dagli alti toni di *backscatter* nelle immagini sonar). A maggiore profondità, queste incisioni convergono generalmente in più ampie strutture canalizzate, estese fino alla base dell’edificio ed impostate in corrispondenza delle aree di basso topografico presenti tra alti morfologici, similmente a quanto osservato nella parte apicale e mediana di *coarse-grained fan delta* (Prior&Borhnold, 1989).

La continuità del trasporto sedimentario dalle aree di piattaforma costiera fino alla base dell’edificio di Stromboli è confermata da alcuni dei campionamenti effettuati (par. 6.3), nei quali sono stati riconosciuti diverse specie di foraminiferi bentonici spiazzati, in particolare epifiti, ovvero specie tipiche di ambienti vegetati, che presumibilmente devono arrivare dai Posidioneti presenti nei settori meno profondi delle piattaforme costiere.

Alcune differenze possono essere notate, tuttavia, dal punto di vista dei processi deposizionali tra i due settori “stabili” dell’edificio, in quanto nel caso di Strombolicchio (settore NE), la morfologia più regolare ed i bassi toni di *backscatter* che caratterizzano la maggior parte dei fianchi sommersi

al di sotto dei 200-300 m di profondità suggeriscono una maggiore copertura sedimentaria di materiale relativamente fine in questo settore rispetto a quello sud-occidentale. Una possibile spiegazione di questo processo è che i venti dominanti e l'andamento delle correnti marine (Cicala, 1980; Gruppo MEDAR, 2002) tendono a disperdere verso N e NE il sedimento più fine prodotto sia dall'attività vulcanica che rielaborato al piede della Sciara del Fuoco (Fig. 6.19, Bosman et al., in stampa). Studi meteorologici effettuati a Stromboli nei periodi 1930-42, 1946-55 e 1951-75 (Istituto idrografico della Marina, 1980) hanno, infatti, mostrato che i venti da NW (Maestrale) sono prevalenti (circa il 41% nel periodo 1951-75; Cicala, 1980), seguiti da quelli di SE (Scirocco, circa il 14% delle volte). Le tempeste più energetiche, in particolare, provengono dalle direzioni occidentali (circa il 48% dei casi, Cicala, 1980), per le quali si ha un *fetch* medio di 250-300 miglia nautiche. I fronti d'onda associati a queste tempeste colpiscono obliquamente la costa settentrionale di Stromboli e questa configurazione appare in grado di generare correnti costiere che si muovono da sud-ovest verso nord-est nella metà settentrionale dell'isola, propagandosi quindi in senso orario (Cicala, 1980). Tale propagazione dei fenomeni di deriva litorale è stata confermata da Romagnoli et al. (2006) sulla base delle seguenti evidenze: a) analisi granulometriche realizzate su campioni di spiaggia prelevati lungo la metà settentrionale dell'isola, che mostrano un generale decremento della granulometria media ed un progressivo aumento dell'abrasione dei ciottoli procedendo sottocorrente, b) interazione della corrente con infrastrutture costiere, in grado di bloccare totalmente o parzialmente la deriva litorale. A conferma di ciò, strutture tipo *ripples* (orientati perpendicolarmente alla possibile direzione della corrente) sono state riconosciute al di sopra dei Terrazzi Sommersi presenti lungo il settore costiero.

Il sedimento più fine, trasportato da vento e correnti prevalenti, insieme alla decantazione emipelagica tenderebbe così ad accumularsi sul fianco NE sommerso (Fig. 6.19); in particolare, esso si conserverebbe meglio sulle dorsali vulcaniche qui presenti, che, rappresentando zone di alto morfologico, ne favoriscono la preservazione rispetto alle aree di basso topografico, caratterizzate dalla formazione di strutture canalizzate (*channelized features* in Fig. 6.14), dove si concentrano



correnti di densità. Differentemente, il fianco sud-occidentale di Stromboli, al di sotto della piattaforma costiera, è caratterizzato da morfologie vulcaniche primarie di aspetto abbastanza fresco, che lasciano ipotizzare la presenza di una più scarsa copertura di materiale fine.

I fianchi sommersi meno sostenuti dell'edificio di Stromboli (NW e SE) presentano un reticolo di drenaggio completamente differente dai casi precedenti. Innanzi tutto, essi sono caratterizzati dalla presenza di ampie e profonde depressioni in continuità morfologica terra-mare, venutesi a creare a seguito degli eventi di collasso laterale che hanno ripetutamente interessato questi settori. Le depressioni, in particolare, agiscono come aree di raccolta e trasporto preferenziale per il materiale vulcanoclastico prodotto dall'attività eruttiva e dall'erosione subaerea, come testimoniato dall'alto *backscatter* che caratterizza il fondale.

Sul fianco NW, la presenza nel settore antistante la SdF di un ben sviluppato *bulge* (costituito dai depositi di *debris avalanche* associati ai diversi collassi di settore qui avvenuti, cap.5), costringe le correnti di densità che si formano nella parte alta del pendio a scorrere lungo il suo limite orientale, dove l'erosione ha inciso il Canyon della SdF (Fig. 6.14 e cap. 5). Lineamenti analoghi sono stati comunemente osservati svilupparsi ai margini laterali dei depositi di *debris avalanche* anche in altri edifici vulcanici (come le Hawaii, Canarie o l'isola di Reunion; vedi ad esempio Krastel et al., 2001b). Sul fianco NW sommerso si è osservato, inoltre, lo sviluppo di un moderno sistema torbido al di sopra del *bulge*, alimentato dal marcato apporto di materiale vulcanoclastico dalla Sciara del Fuoco, ed in particolare da fenomeni di tracimazione della parte più superficiale e diluita delle correnti di densità che si incanalano all'interno del Canyon della SdF (cap. 5). Lo scorrimento di correnti di torbida "secondarie" al di sopra del *bulge* è, infatti, testimoniato dalla presenza di depressioni radiali (*troughs*), caratterizzate nelle immagini sonar da lineazioni ad alto *backscatter* e forme di fondo (vedi anche par. 6.2.2, punto c). Queste ultime, in particolare, presentano strette analogie con le forme di fondo identificate in altre aree vulcaniche sommerse (El Hierro e La Palma nelle Canarie), e nelle regioni prossimali dei maggiori sistemi torbido, come canyons, canali e

zone di transizione canale-lobo, dove sono state interpretate come *coarse-grained sediment waves* (Wynn et al., 2000 e 2002), ovvero onde di sedimento formate da materiale grossolano (tipo sabbia e ghiaia), a differenza delle classiche *sediment waves*, sviluppate su sedimenti più fini e contraddistinte da maggiori dimensioni d'onda. Il meccanismo invocato per la loro formazione è simile a quello ipotizzato per lo sviluppo di antidune a seguito del passaggio di correnti di densità in regime critico o supercritico (ovvero con un numero di Froude  $\geq 1$ ), con una migrazione delle onde soprapendio (Wynn et al., 2000). La stessa interpretazione può essere proposta anche per le forme di fondo individuate a Stromboli; queste, infatti, sono caratterizzate da bassi valori di *backscatter* nel lato sopracorrente e da alti valori in corrispondenza della zona di cresta e sottostante lato sottocorrente dell'onda. Tale andamento del *backscatter* potrebbe essere relazionato ad un aumento della velocità del flusso in queste ultime aree, dove si avrebbe quindi la deposizione di particelle più grossolane e/o il dilavamento di quelle più fini (Kidd et al., 1998; Wynn et al., 2000), in accordo con il modello di formazione delle antidune proposto da Allen (1984), dove la corrente raggiunge la massima velocità nella zona di cresta e sottostante lato sottocorrente mentre essa decresce in corrispondenza del lato sopracorrente. Accettando come modello di generazione quello delle antidune, Normark et al. (1980) hanno proposto la seguente relazione:  $h \approx \lambda/2\pi$  per calcolare lo spessore ( $h$ ) del flusso torbido a partire dalla lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) di queste forme di fondo. Nel caso delle strutture osservate a Stromboli, essendo  $\lambda$  compresa tra 130 e 200 m, lo spessore stimato per le correnti di torbida dovrebbe essere compreso tra circa 20 e 30 m, in buon accordo con la profondità delle strutture canalizzate (*troughs*) qui presenti. Ulteriori indicazioni sulla dinamica del flusso possono essere dedotte dalla morfologia semi-arcuata che caratterizza in pianta la maggior parte delle forme di fondo, con la massima concavità raggiunta nella parte centrale del canale. Questa osservazione indica una migrazione dell'onda soprapendio maggiore nel settore centrale rispetto alle parti laterali del canale, dove la velocità del flusso dovrebbe essere presumibilmente più bassa, in quanto risente maggiormente degli attriti frizionali intercorrenti tra la massa in scorrimento ed i bordi del canale.

In contrasto, nell'assetto attuale del fianco orientale sommerso di Stromboli non si osserva alcun *bulge* deposizionale, in quanto gli eventi di *debris avalanche* più grandi e antichi si sarebbero verificati nei primi stadi di evoluzione dell'isola ed i relativi depositi si trovano "inglobati" all'interno dell'apron vulcanoclastico al suo piede (vedi cap. 4). Inoltre, almeno per quanto riguarda le ultime migliaia di anni, i tassi di sedimentazione su questo fianco dell'edificio appaiono relativamente bassi (poiché i prodotti dell'attività vulcanica recente si raccolgono nel fianco opposto) e sono principalmente in relazione al trasferimento di materiale epiclastico lungo il pendio, come spesso osservato nelle fasi di quiescenza in altri edifici vulcanici (Schneider, 2000). Nelle porzioni sommerse si osservano, infatti, solo una serie di conoidi deposizionali minori, in genere poco rilevate morfologicamente e localizzate all'interno delle aree di basso topografico presenti tra le principali strutture vulcaniche affioranti in questo settore dell'edificio (alti morfologici di P. dell'Omo, La Petrazza, Fig. 6.10) in continuità morfologica con i canali subaerei; le conoidi sarebbero quindi il prodotto di un'alimentazione dovuta a sorgenti puntiformi. Parte del sedimento epi- e vulcanoclastico viene, peraltro, inizialmente accumulato nel prisma costiero attuale (Fig. 6.10), dove è rielaborato dal moto ondoso e può risiedere per tempi più o meno lunghi, ed essere successivamente rimobilizzato (presumibilmente a seguito degli eventi meteo-marini più intensi) a maggiori profondità in flussi gravitativi non confinati. Le elevate pendenze e la presenza di una facies omogenea ad alto *backscatter* nella parte alta del versante orientale sommerso (fino a circa 1200 m di profondità), lasciano infatti ipotizzare che il principale meccanismo di trasporto dei sedimenti in questo settore sia relazionato a flussi di tipo inerziale non confinati (tipo *grain flow*), in analogia a quanto osservato, ad esempio, nella parte prossimale dell'attuale *fan-delta* di Bear Creek (Prior&Bornhold, 1989). A maggiore profondità, invece, dove le pendenze decrescono a valori inferiori a 10°, si osserva sia la convergenza dei flussi all'interno di solchi erosivi (*erosive furrows*) estesi fino alla base dell'edificio, sia la presenza di aree caratterizzate da una distribuzione meno omogenea del *backscatter*, suggerendo la predominanza di *debris flow* e correnti di torbida, similmente a quanto riportato per la porzione medio-distale dell'attuale *fan-delta* di Bear Creek

(Prior&Borhnold, 1989). Una simile distribuzione di facies acustiche è stata identificata, ad esempio, in corrispondenza dell'estesa struttura deposizionale di P. Lena (PLCF, estremo sud dell'isola, Figg 6.12 e 6.13), sottolineando ancora una volta come granulometria e gradienti siano i principali fattori di controllo.

## Figure e tabelle

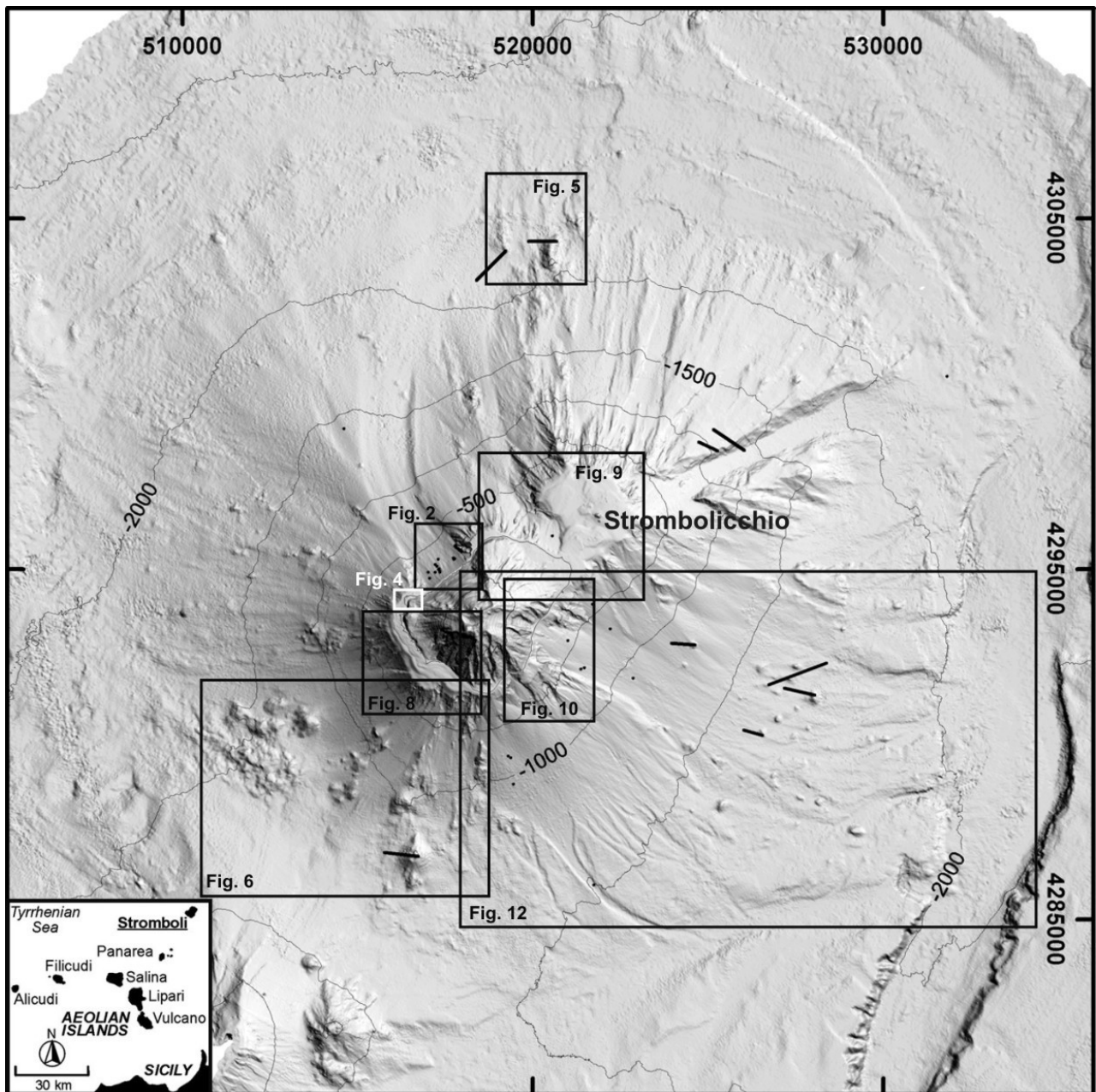


Fig. 6.1 Rilievo ombreggiato dell'edificio di Stromboli con l'ubicazione dei dragaggi (linee nere continue) e bennate (punti).

Fig. 6.1 Shaded relief of Stromboli volcano; bold lines indicate dredges, while dots indicate grabs.

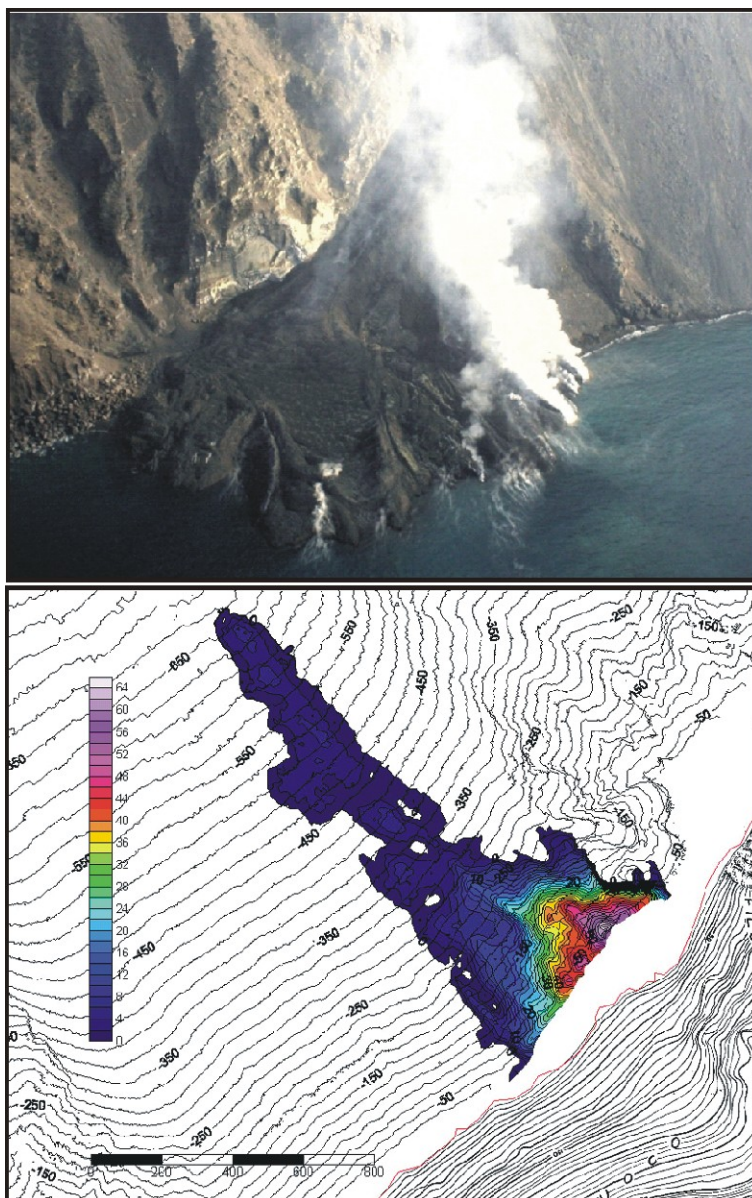


Fig. 6.2 In alto, foto del marzo del 2007, col delta di lava formatosi nella porzione nord-orientale della Sciara del Fuoco a seguito della crisi eruttiva. In basso, carta dei residui batimetrici ottenuti attraverso la comparazione di rilievi ecometri acquisiti precedentemente (25 febbraio 2007) e successivamente (9 aprile 2007) all'eruzione del marzo 2007. In nero le isobate riferite al rilievo post-eruzione, ubicazione dell'area in Fig. 6.1

**Fig. 6.2 Picture of the lava delta developed in the NE part of Sciara del Fuoco during the March 2007 eruptive crisis (top). Below, map of residuals obtained from the comparison between acquired pre (25/02/07) and post (9/04/07) bathymetries eruption, contours are related to post-eruption data. Location in Fig. 6.1**



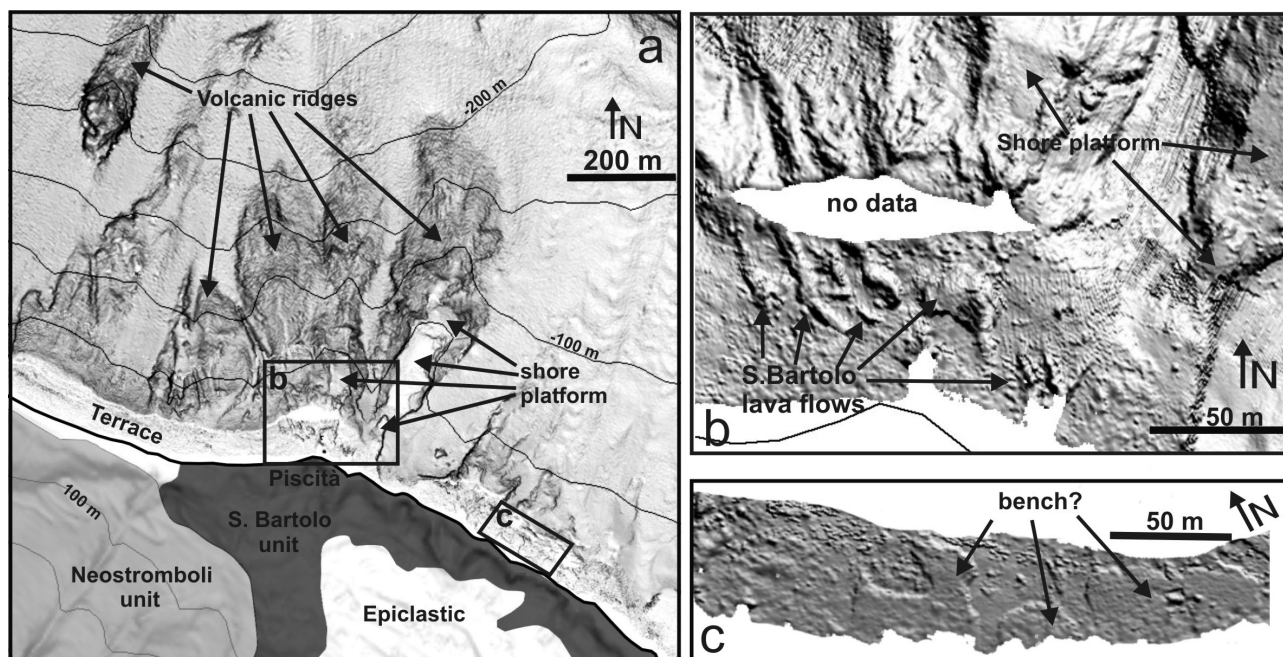
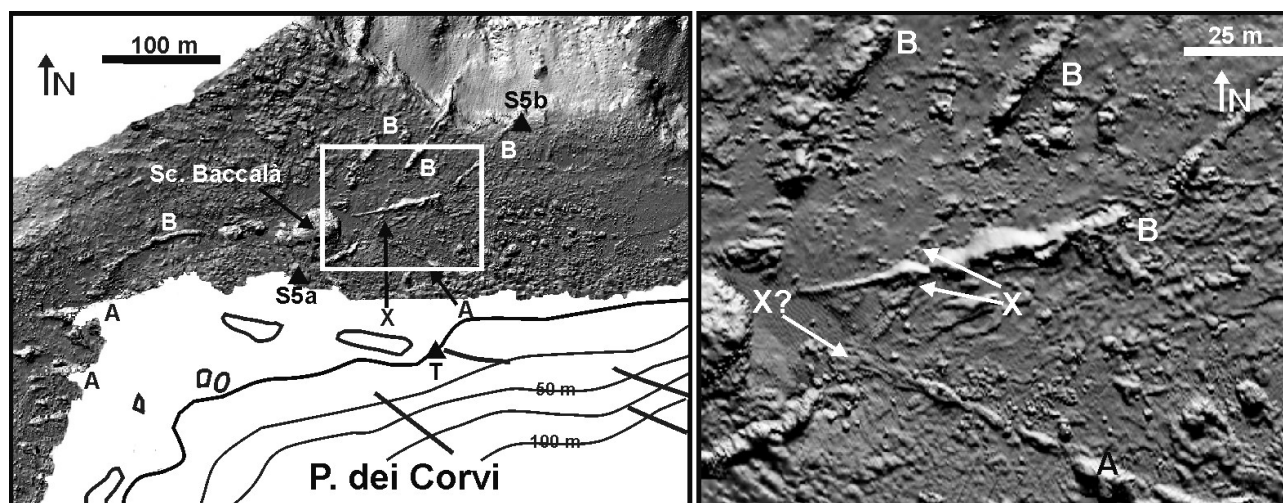


Fig. 6.3 Rilievo ombreggiato del settore costiero settentrionale di Stromboli con le principali unità vulcaniche drappeggiate sul DTM terrestre (da Keller et al., 1993); ubicazione in Fig. 6.9. Numerosi affioramenti vulcanici sono stati individuati nel settore sommerso: da colate di lava (Fig. 6.3b) e strutture tabulari di tipo “bench” (Fig. 6.3c) in acqua bassa, fino a più estese dorsali vulcaniche “offshore” (Fig. 6.3a).

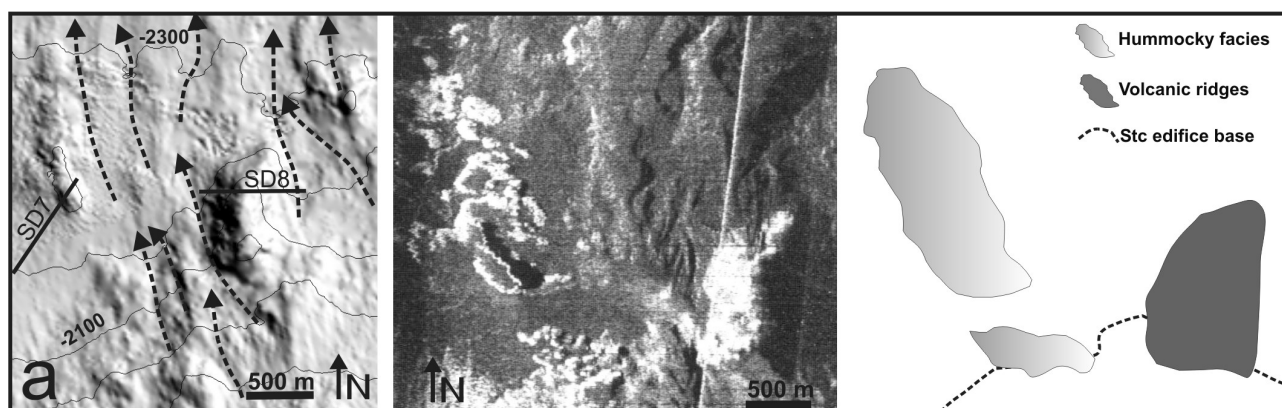
Fig. 6.3 a) Shaded relief of the northern coastal tract of Stromboli (for location see Fig. 6.9), showing a series of volcanic outcrops, ranging from small-scale lobate lava flows (Fig. 6.3b) and tabular bench-like lava structures (Fig. 6.3c) in the shallow water sector, to wider volcanic ridges in deep water (Fig. 6.3a). The main volcanic units (from Keller et al., 1993) are draped over the subaerial DTM: the San Bartolo lava units are in dark grey, Neostromboli units in light grey and epiclastic deposits in white.



Sample	Major elements (wt%)												Trace Elements (ppm)				
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I		Rb	Sr	Y	Zr	Ba
5b	50.79	0.86	16.50	8.29	0.15	6.41	9.84	2.38	3.68	0.70	0.67	100.27	85	792	26.2	146	1525
5a	49.98	0.86	16.19	8.28	0.15	6.69	10.59	2.17	3.61	0.66	1.57	100.76	81	862	29.4	139	1567
T	51.02	0.88	16.51	8.05	0.14	5.35	9.89	2.33	3.79	0.69	0.06	98.72	91	867	26.9	143	1645

Fig. 6.4 Rilievo ombreggiato dei dicchi localizzati in corrispondenza della piattaforma costiera (ciglio a circa -30 m) presente lungo la spalla SW della Sciara del Fuoco (ubicazione in Fig. 6.1). Con A sono indicati i dicchi orientati parallelamente al bordo W della SdF, mentre con B quelli radiali rispetto a Scoglio Baccalà; X indica i possibili punti di intersezione tra diversi dicchi. In basso, tabella degli elementi maggiori e minori dei campioni 5a, 5b e T, ubicati con un triangolo nero nella figura in alto a sinistra.

**Fig. 6.4 Dykes on the submerged terrace (down to 30 m bsl) at the SW sidewall of Sciara del Fuoco (location in Fig. 6.1). A indicates dykes aligned parallel to the subaerial ones, while B indicates dykes that radially diverge from Scoglio Baccalà; X shows the intersection point between different dykes. In the zoom image (right), cross-cutting relationship between dykes are recognizable. Table of major and trace elements for samples 5b, 5a and T is reported below. Samples are indicated by black triangles.**



Sample	Major elements (wt%)												Trace elements (ppm)				
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	L.O.I		Rb	Sr	Y	Zr	Ba
SD7	50.20	0.88	16.03	8.38	0.14	6.37	10.71	1.97	3.81	0.70	0.12	99.31	101	764	28	121	1553
SD8	50.72	0.97	17.78	8.78	0.16	5.49	10.15	2.81	1.88	0.36	0.00	99.11	49	598	25	106	711
PL	50.4	0.9	16.2	7.64	0.15	5.79	10.1	2.27	4.05	0.7	0.18	99.3	125	776	26.3	186	1616

Fig. 6.5 In alto, rilievo ombreggiato (sinistra), immagine TOBI (al centro) e relativa interpretazione (destra) degli affioramenti vulcanici presenti alla base settentrionale dell'edificio di Strombolicchio (STc); ubicazione dell'area in Fig. 6.1. Le frecce a tratteggio indicano le incisioni minori, mentre i segmenti neri indicano la traccia dei dragaggi. In basso, tabella degli elementi maggiori e minori analizzati su lave campionate rispettivamente da morfologie ad hummocky (campione SD7) e da un'adiacente dorsale vulcanica (SD8), confrontati con la composizione ottenuta da pillow lava (PL) campionate nell'area ad hummocky da Di Roberto et al. (2008).

**Fig. 6.5 Shaded relief (left), TOBI image (centre) and related interpretation (right) of volcanic outcrops and hummocky facies at the northern base of Strombolicchio (STc, for location see Fig. 6.1). Dashed arrows indicate minor incisions, segments represent dredges. Below, table of major and trace elements of samples recovered from hummocky morphologies (SD7), volcanic ridge (SD8). Data are compared with those obtained for pillow lava (PL) outcropping in the hummocky area (Di Roberto et al., 2008).**



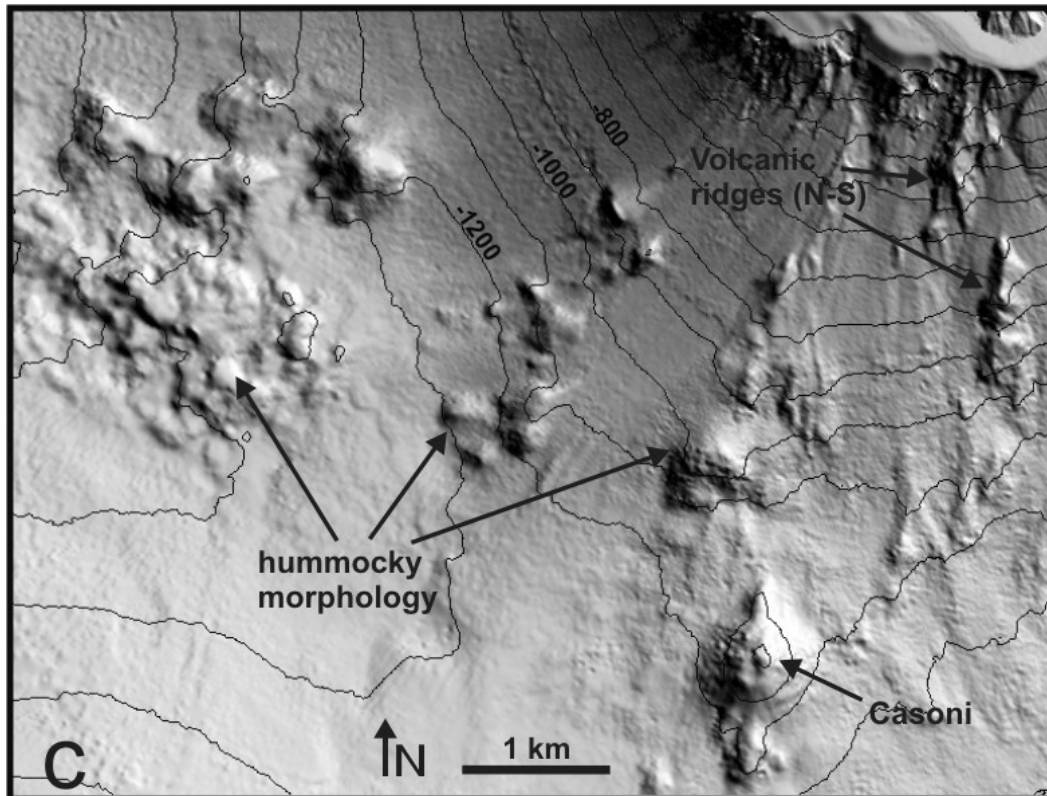


Fig. 6.6 Rilievo ombreggiato del settore sud dell'edificio di Stromboli, con l'individuazione delle principali strutture vulcaniche presenti nell'area. Localizzazione in Fig. 6.1; isobate in metri

Fig. 6.6 Shaded relief of southern part of Stromboli, with the indication of main volcanic features (for location, see Fig. 6.1); contours are in meters

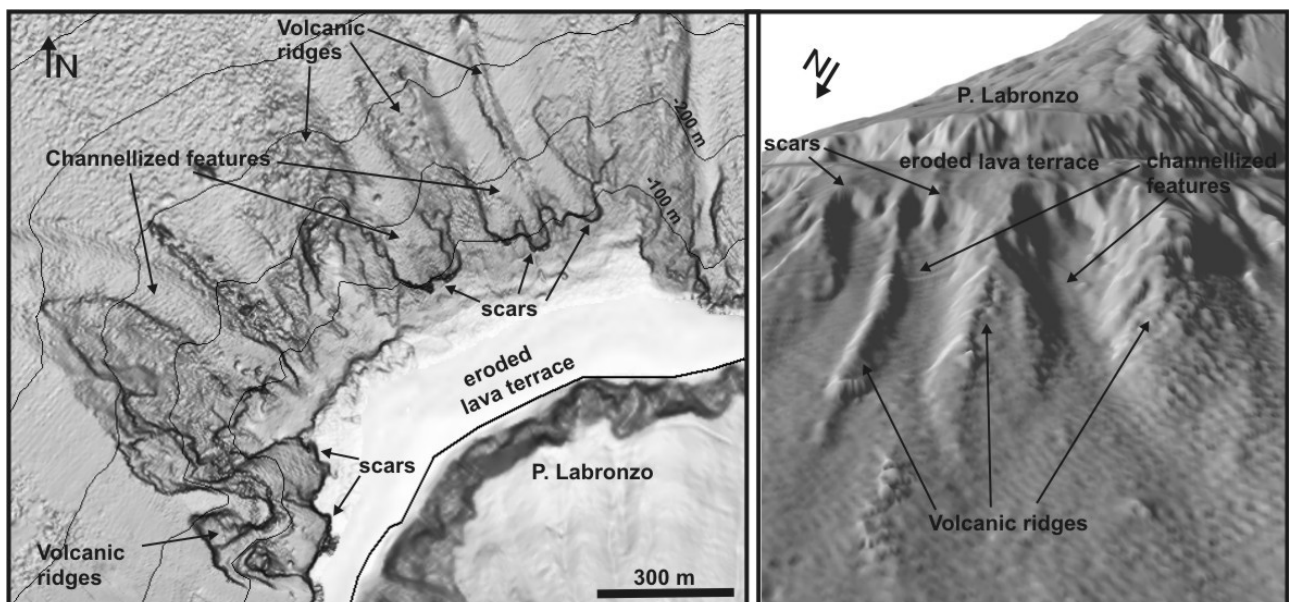


Fig. 6.7 Rilievo ombreggiato ed immagine 3D (vista da NNW) del settore antistante P. Labronzo, con evidenziati i principali lineamenti morfologici individuati. Ubicazione in Fig. 6.14, isobate in metri.

Fig. 6.7 Shaded relief (left) and 3D-view of DTM from the NW (right) of the submerged sector in front of P. Labronzo, for location see Fig. 6.14. Contours are in meters.

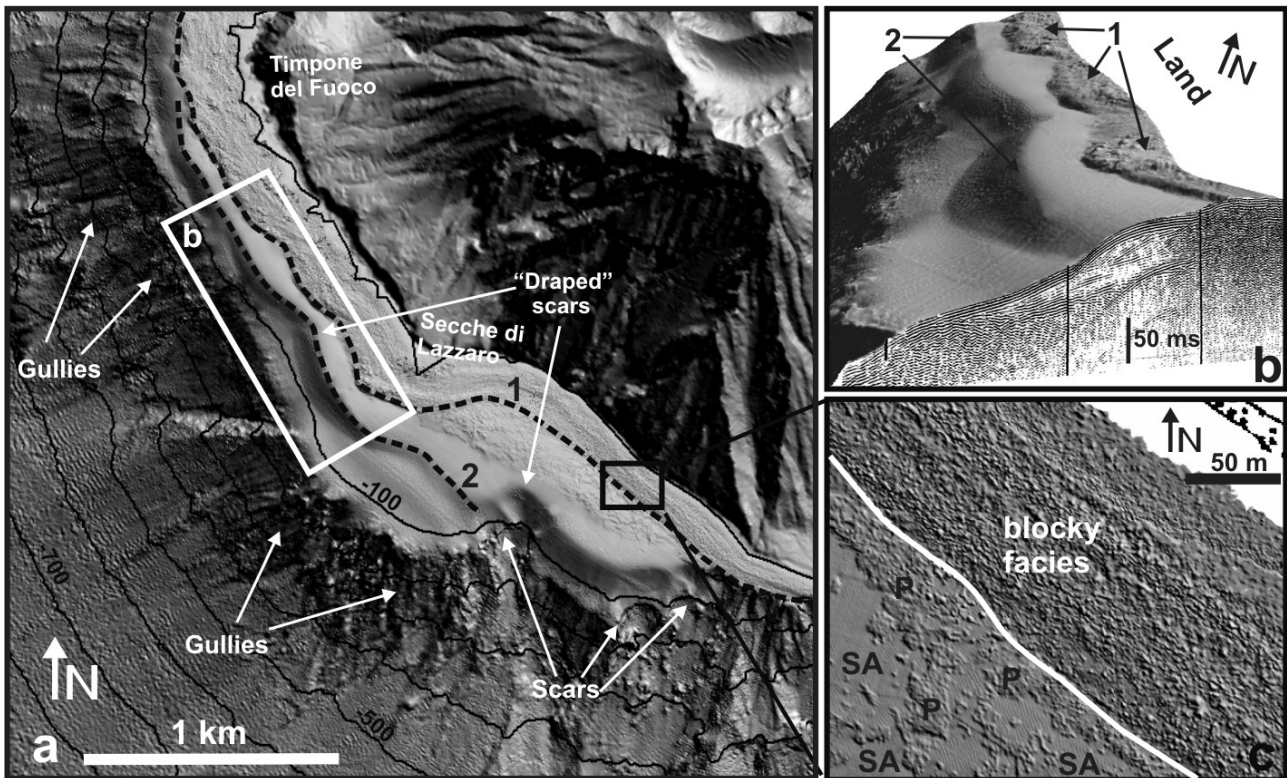


Fig. 6.8 a) Rilievo ombreggiato della piattaforma costiera presente nel lato sud-occidentale di Stromboli (ubicazione in Fig. 6.1 ed isobate in metri.); le linee tratteggiate indicano il ciglio dei terrazzi deposizionali sommersi (TDS, numerati dal superiore all'inferiore). In b) si osserva la geometria interna della piattaforma e sovrastanti TDS attraverso l'integrazione del DTM con un profilo sismico Sparker (0.5 kJ) trasversale a costa (ubicazione in Fig. 6.8a, riquadro bianco); in c) dettaglio delle facies acustiche individuate dai dati multibeam nella parte SE della piattaforma (primi 20 m di profondità). P: aree colonizzate da Posidonia, SA: fondo sabbioso.

Fig. 6.8 (a) Shaded relief of the SW shore platform (for location see Fig. 6.1, contours are in metres); dashed lines indicate the terrace edges (numbered in figure). (b) 3D view of DTM from the SE merged with a high-resolution seismic profile (Sparker 0.5 kJ), showing the inner geometry of the shore platform and overlying submerged depositional terrace (for location see white box in Fig. 6.8a). (c) zoom of acoustic facies from multibeam data down to 20 m bsl on the SE sector of the platform (for location black box in Fig. 6.8a): the white bold line delimits the blocky facies in the shallower 10 m bsl from sandy areas present downslope with ripples (SA) alternated to Posidonia meadows (P).



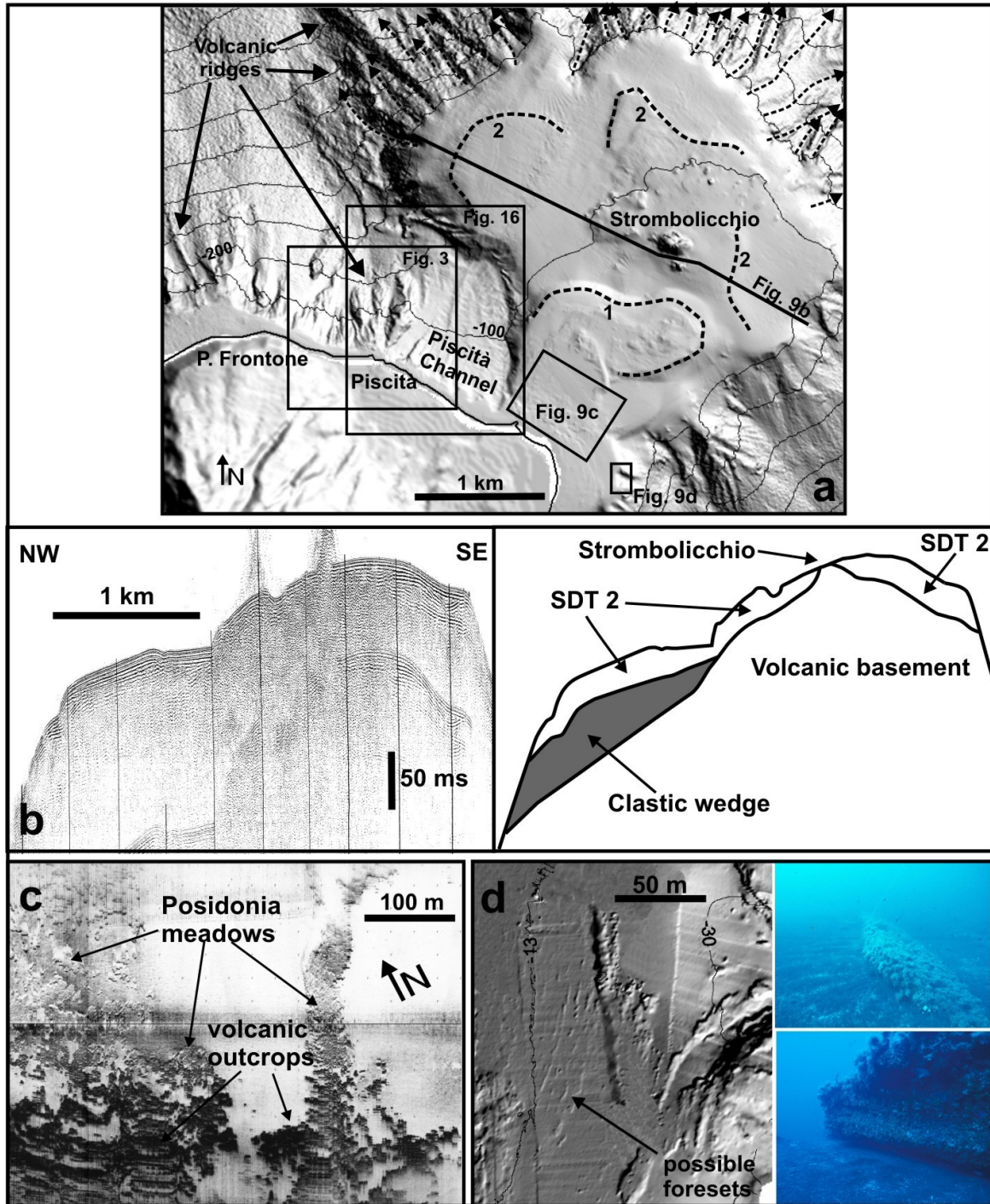


Fig. 6.9 a) Rilievo ombreggiato della piattaforma costiera sviluppata intorno al neck di Strombolicchio (ubicazione in Fig. 6.1, isobate in metri); le frecce nere in tratteggio indicano i gullies presenti lungo il ciglio della piattaforma, le linee a tratteggio indicano i cigli dei terrazzi deposizionali sommersi, mentre la linea continua nera mostra la traccia del profilo sismico (Sparker 0.5 kJ) e relativo “line drawing” mostrato in Fig. 6.9b. In c) è riportata un’immagine sonar con il dettaglio delle facies acustiche che caratterizzano la sommità del terrazzo deposizionale sommerso più elevato (TDS 1, vedi ubicazione in Fig. 6.9a). In d) dettaglio morfologico e foto subacquee dei possibili “foresets” del TDS 1 (vedi testo per dettagli).

**Fig. 6.9 a) Shaded relief of the NE coastal platform (location in Fig. 6.1); contours are in meters. Dashed lines indicate terrace edges (numbered in figure), dashed arrows are used for gullies, while the bold line represents the track of high-resolution seismic profile (Sparker 0.5 kJ) shown in Fig. 6.9b. c) SSS image of acoustic facies identified on the top of TDS 1 (dark tones indicate high backscatter, lighter tones low backscatter, see Fig. 6.9a for location). d) detailed shaded relief and pictures of possible foresets recognized on TDS 1.**

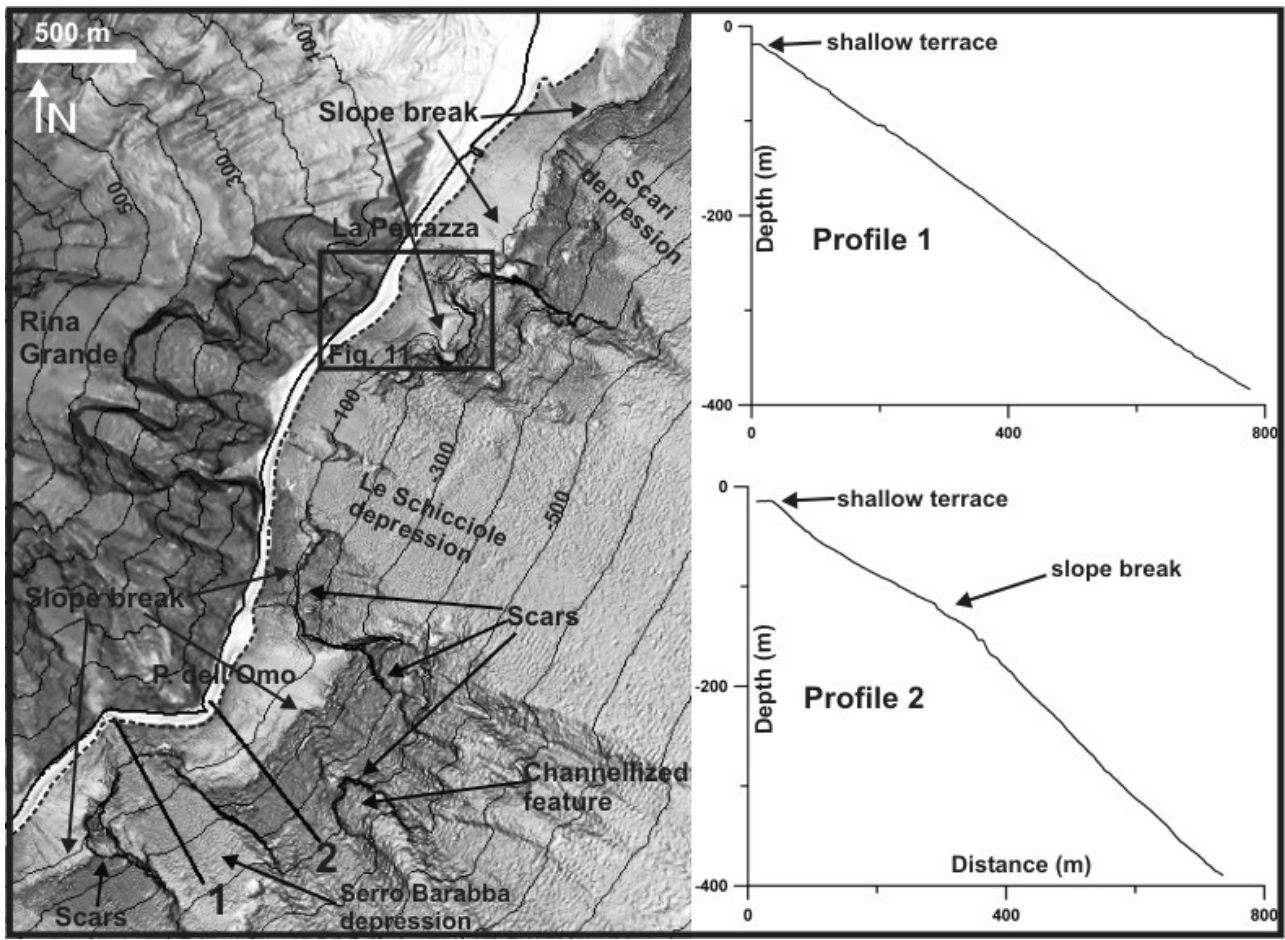


Fig. 6.10 Rilievo ombreggiato del fianco orientale di Stromboli (ubicazione in Fig. 6.1, isobate in metri), dove si evidenzia la presenza di una marcata rottura di pendio localizzata a circa 120 m di profondità e di un terrazzo sommerso più superficiale, il cui ciglio è localizzato tra 5 e 12 m di profondità (linea tratteggiata). Le due sezioni batimetriche a destra sono riferite rispettivamente ad un pendio dove è assente o presente questa rottura di pendio.

Fig. 6.10 Shaded relief of the eastern Stromboli flank (contours are in metres, location in Fig. 6.1), showing the occurrence of a slope break at about -120 and of a shallow terrace at about 5-12 m bsl (the edge is marked by a dashed line). On the right, bathymetric profiles in sectors without (1) or with (2) the slope break.



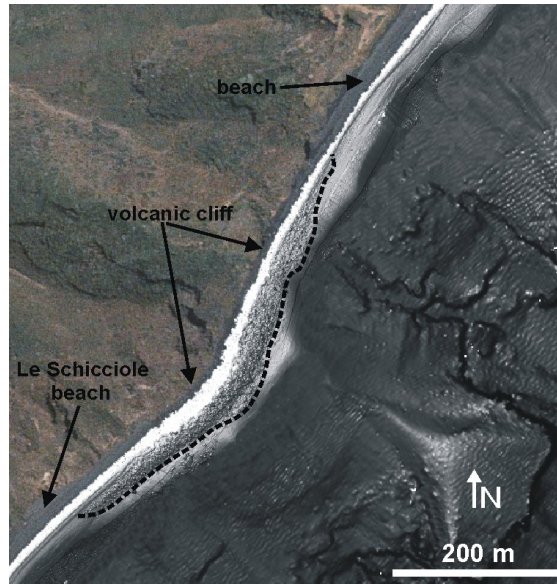


Fig. 6.11 Rilievo ombreggiato del settore costiero antistante la spalla nord-orientale della depressione di Le Schicciolo, integrato con la foto aerea del versante emerso (particolare di Fig. 6.10). Si osserva la corrispondenza tra la facies a blocchi (delimitata in figura dalla linea in tratteggio) e la retrostante falesia vulcanica; la facies a blocchi sfuma lateralmente in un fondale più regolare, in corrispondenza della presenza di ben sviluppate spiagge.

Fig. 6.11 Shaded relief of the coastal sector in front of the NE shoulder of Le Schicciolo depression, merged with subaerial orthophoto (location in Fig. 6.10). The dashed line marks the limit of the blocky facies located in correspondence of a cliff, while it laterally fades in a smooth sea-bottom in front of well-developed beaches.

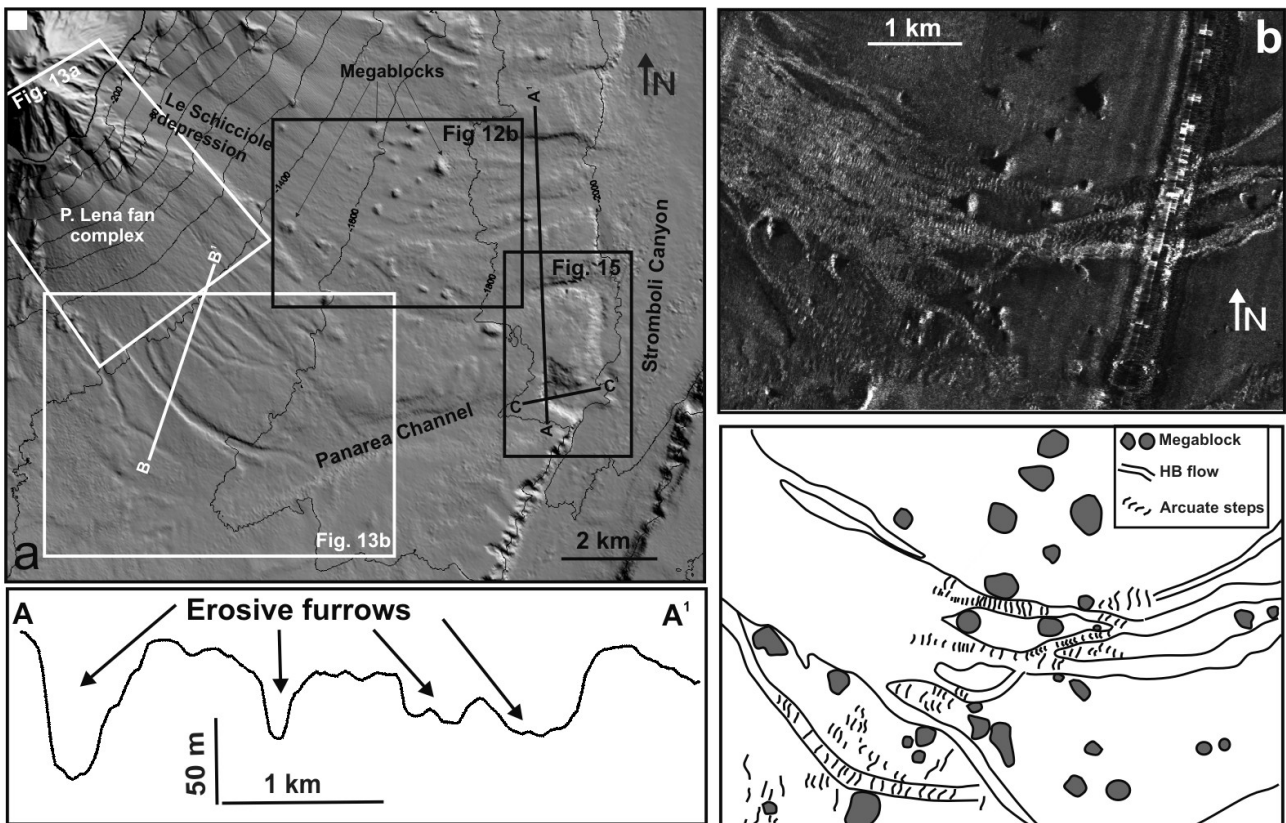
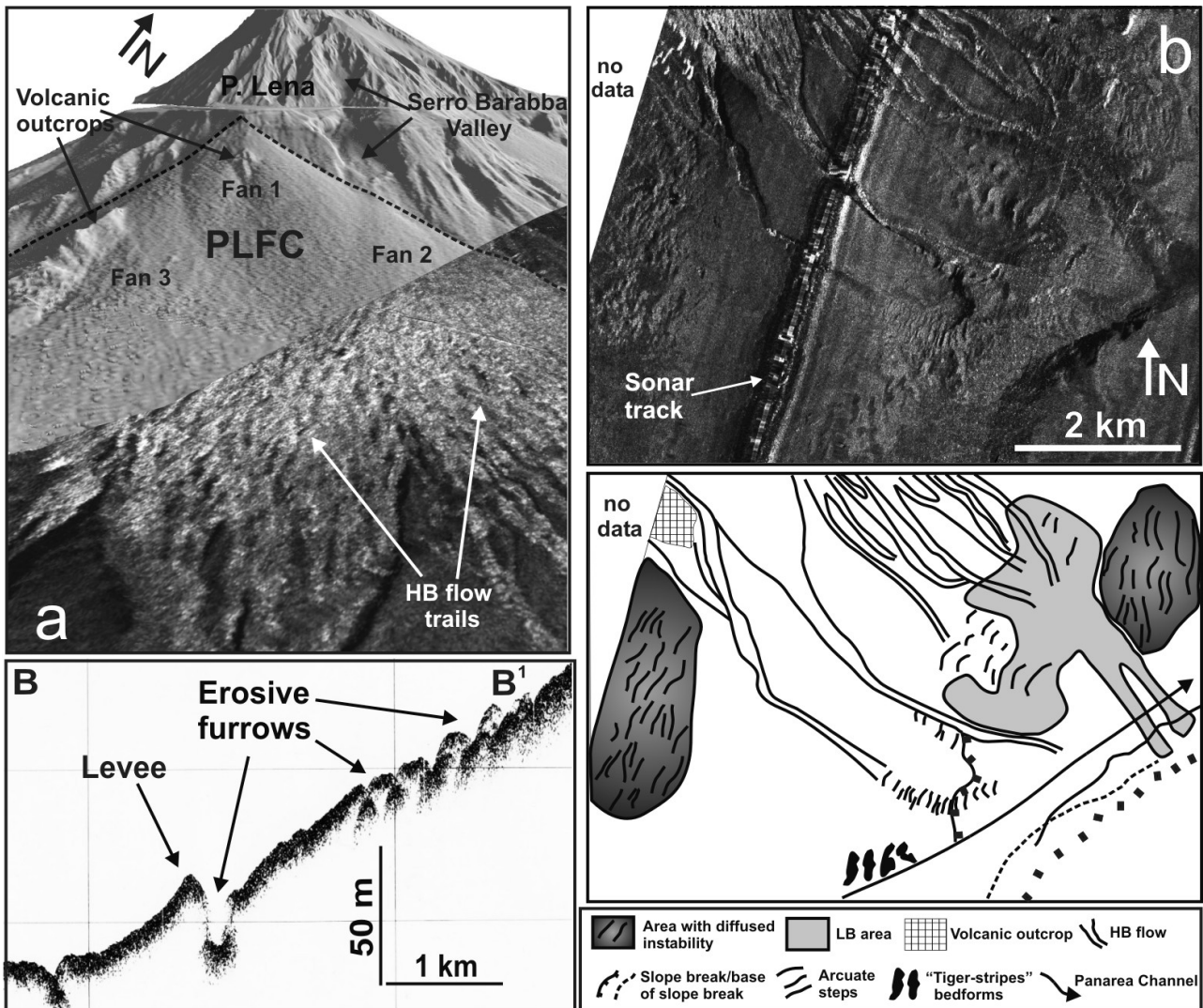


Fig. 6.12 a) Rilievo ombreggiato del fianco sud-orientale di Stromboli (equidistanza delle isobate 200 m,

ubicazione in Fig. 6.1). In b) immagine TOBI (in alto) ed interpretazione (in basso, vedi testo) dei furrows presenti nel settore sommerso antistante la depressione di Le Schicciolo. Il profilo batimetrico (A-A') evidenzia l'incisione dei furrows nel loro tratto distale.

**Fig. 6.12 a)** Shaded relief of Stromboli south-eastern flank (contours are 200 m spaced, location in Fig. 6.1); in b) TOBI image (above) and related interpretation (below) of the furrows present in the lower part of Le Schicciolo depression. The bathymetric profile A-A' highlights the incisions due to furrows in their distal part.



**Fig. 6.13 a)** Immagine 3D del sistema complesso di conoidi di P. Lena (Punta Lena Fan Complex, PLFC, estremo sud-est dell'isola) con drappaggio dell'immagine TOBI al di sotto dei 400 m di profondità circa. In b) immagine TOBI (e relativa interpretazione) del settore più profondo antistante il PLFC (ubicazione in Fig. 6.12a), così come la traccia B-B¹ del profilo Sub-Bottom 3.5 kHz orientato trasversalmente ai solchi. La localizzazione delle immagini 6.13a e 6.13b è in Fig. 6.12a.

**Fig. 6.13 a)** 3D view of the Punta Lena Fan Complex (SE part of Stromboli island) with TOBI image draped over DTM (below -400 m). In the foreground, P. Lena fan complex is recognizable, due to the coalescence of at least three fan-like morphologies (numbered in Figure); in b) TOBI image (above) and related interpretation (below) of the distal part of PLFC, with the development of erosive furrows. Both figures are located in Fig. 6.12a. In c) Sub-bottom profile 3.5 kHz (B-B¹) oriented transversal to the furrows (location in Fig. 6.12a).

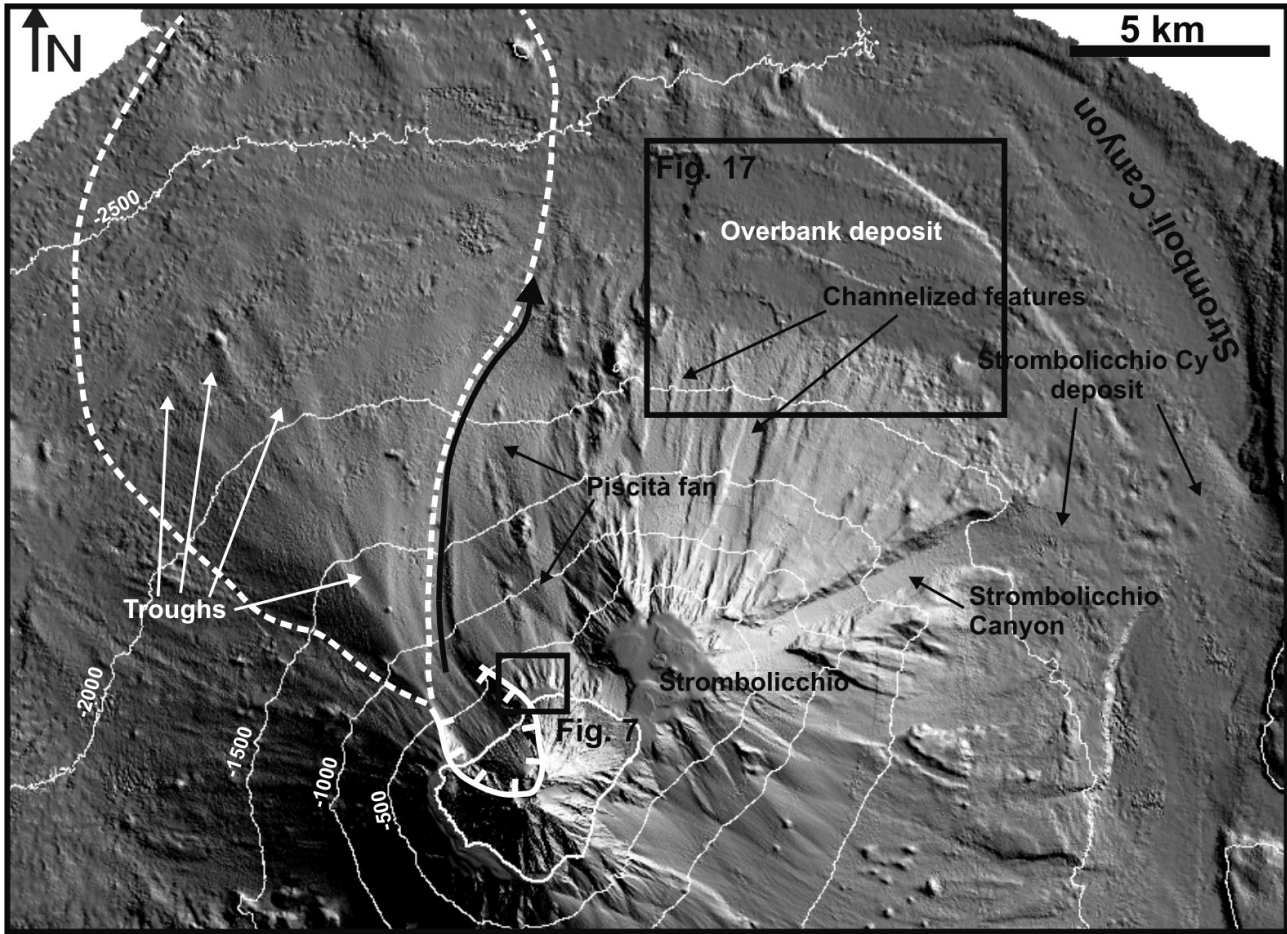


Fig. 6.14 Rilievo ombreggiato del settore settentrionale di Stromboli (le isobate sono in metri), con indicazione dei principali lineamenti individuati. La linea bianca a tratti indica il limite attuale del “bulge” associato ai diversi collassi laterali che hanno interessato questo fianco, mentre la linea bianca continua indica la nicchia di distacco ad essi associata e la freccia nera il sottostante Canyon della Sciara del Fuoco.

Fig. 6.14 Shaded relief of the northern submerged flanks of Stromboli, with indication of the main recognized morphological features (contours are in metres). White dashed line indicates the present-day limit of volcanoclastic bulge related to the different sector collapses that affected the NW flank of Stromboli, while the white continuous line indicates the “sector collapse” scar and the black arrow shows the pattern of Sciara del Fuoco Canyon.



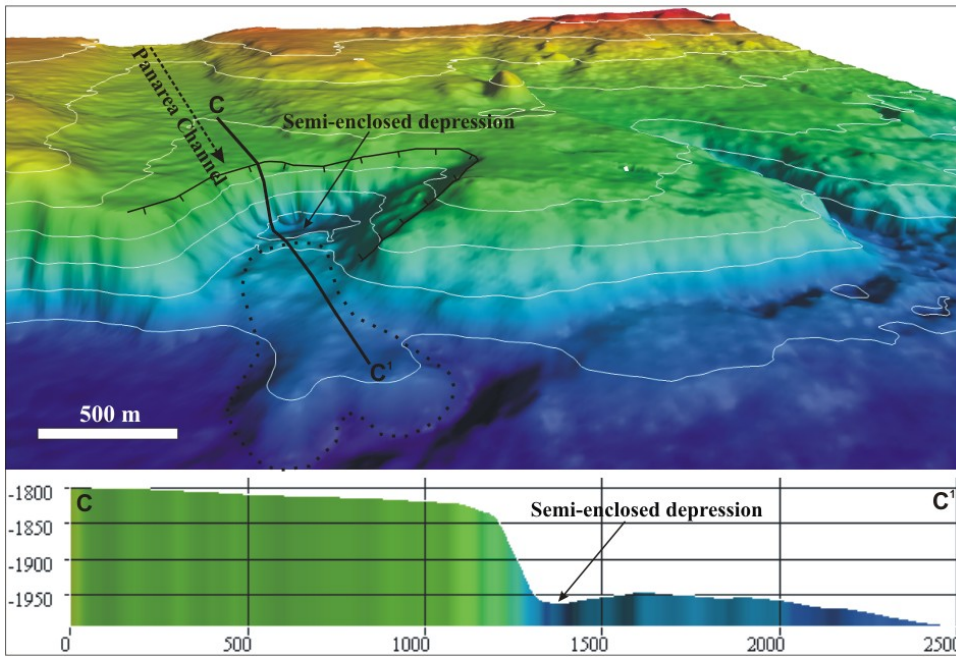


Fig. 6.15 Immagine 3D (vista da est) della parte distale del Canale di Panarea (ubicazione in Fig. 6.12a), che si raccorda al sottostante Canyon di Stromboli tramite una nicchia di distacco (linea nera con dentini). La linea a puntini alla base della nicchia delimita un piccolo alto morfologico, che può essere interpretato come parte del possibile deposito associato alla sovrastante nicchia o ad un affioramento di substrato all'interno del Canyon. C-C' sezione batimetrica (traccia sia in questa che in Fig. 6.12a)

Fig. 6.15 3-D image (view from E) of the distal part of Panarea Channel (for location see Fig. 6.12) that joins the underlying Stromboli Canyon through a wide scar (see indented line). The black dotted line indicates a small morphological high that can be interpreted as (part of) the deposits related to the scar or an outcrop within Stromboli Canyon. C-C' bathymetric section (for location see also Fig. 6.12a)

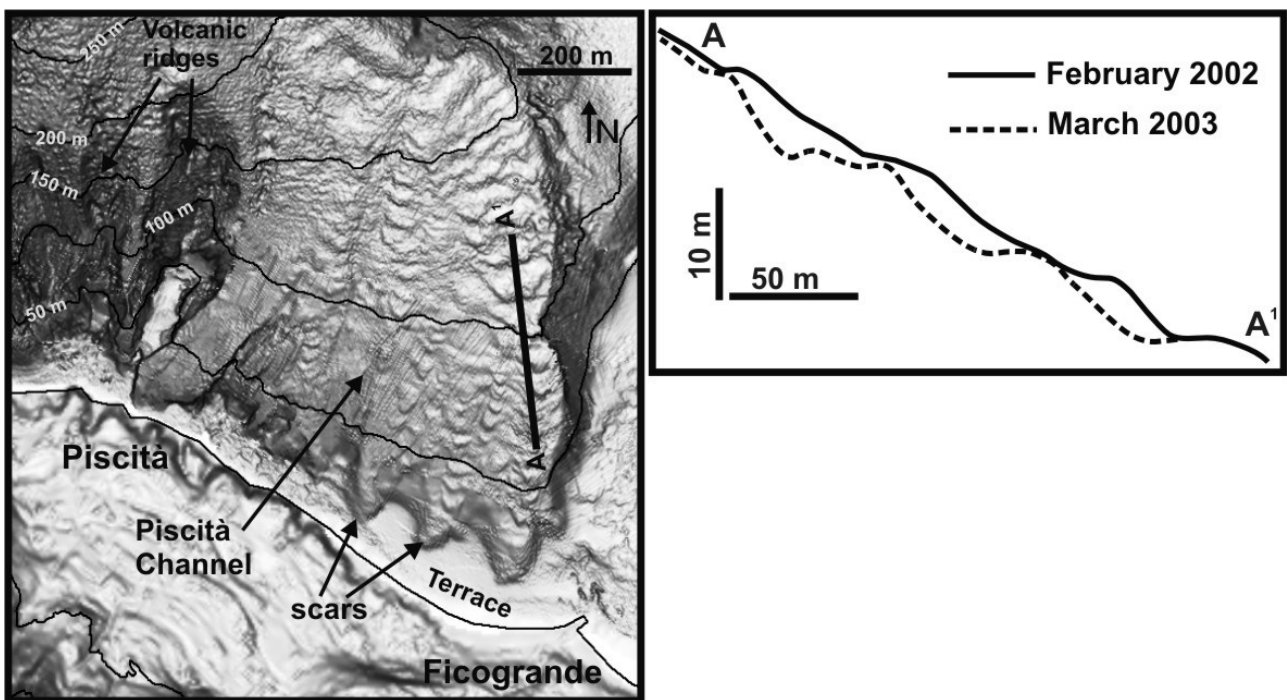
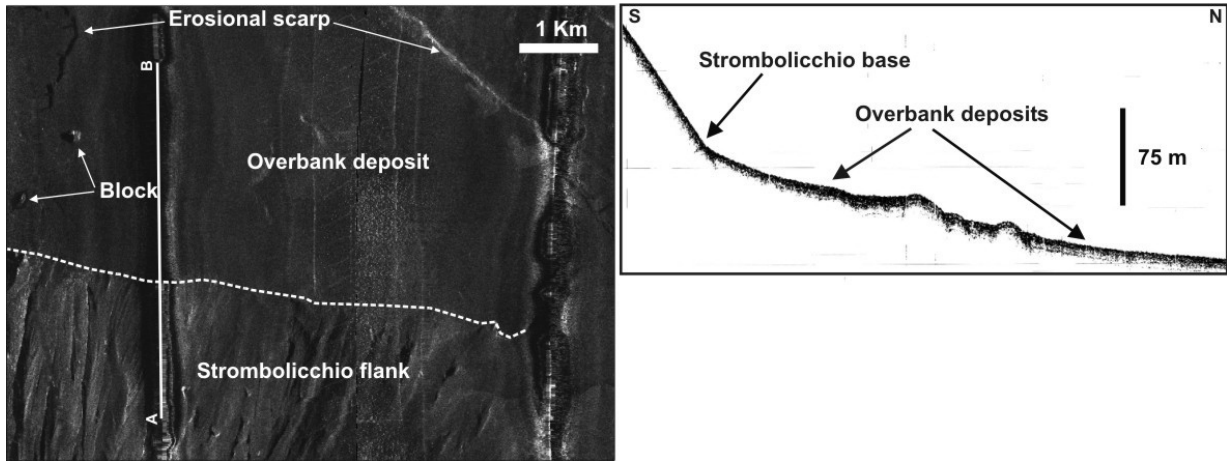


Fig. 6.16 Rilievo ombreggiato del Canale di Piscità, contraddistinto dalla presenza di numerosi gradini morfologici (ubicazione in Fig. 6.9). A destra, confronto tra due profili effettuati su rilievi batimetrici



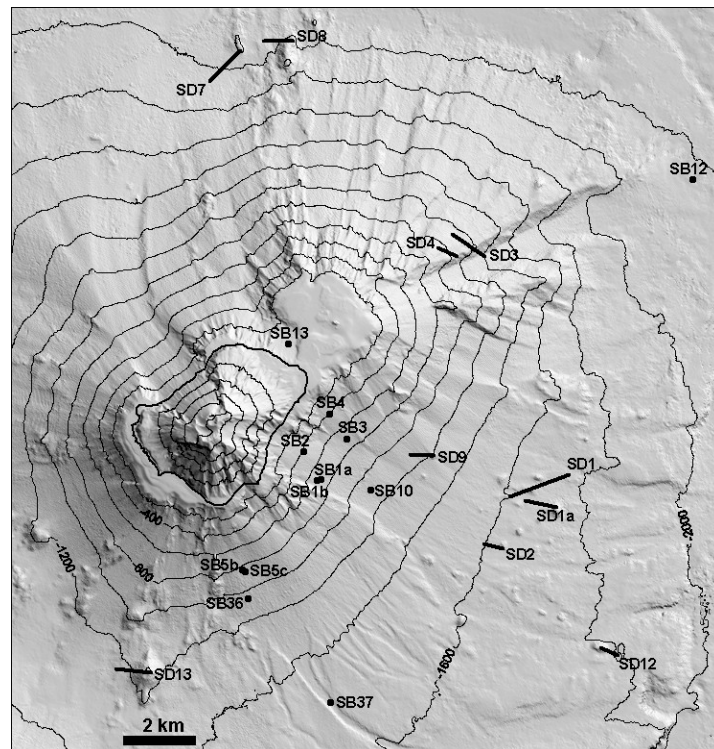
acquisiti a circa 1 anno di distanza l'uno dall'altro, evidenziando la migrazione soprapendio di queste forme di fondo.

**Fig. 6.16 Shaded relief of the Piscità Channel (for location see Fig. 6.9) affected by several morphological steps. To the right, bathymetric profiles A-A' show comparison between two successive multibeam surveys, showing the upslope migration of these bedforms (steps).**



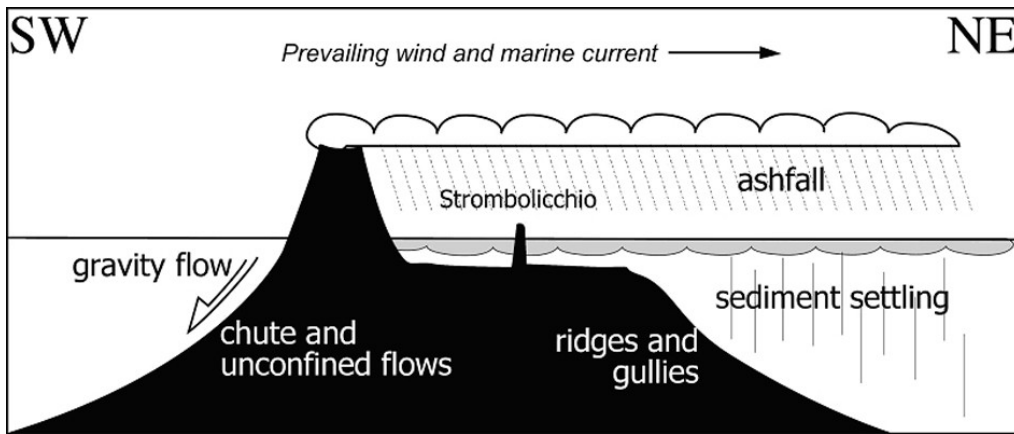
**Fig 6.17 Immagine TOBI ed associato profilo Sub-bottom profiler (3.5 kHz) in cui si evidenzia la differenza tra le facies acustiche che caratterizzano i ripidi fianchi vulcanici di Strombolicchio e quelle stratificate, associate ai sottostanti depositi di overbank del Canyon di Stromboli; ubicazione in Fig. 6.14.**

**Fig 6.17 TOBI image and related SBP profile (3.5 kHz) of the overbank area at the foot of Strombolicchio Volcano (for location see Fig. 6.14). Note the difference between acoustic facies that characterize the steep Strombolicchio volcanic flank with respect to the underlying overbank deposits.**



**Fig. 6.18 Rilievo ombreggiato dell'edificio di Stromboli (equidistanza delle isobate 200 m) con l'ubicazione delle bennate (sigla SB) e dei dragaggi (sigla SD) effettuati nel corso della campagna Idducore.**

**Fig. 6.18** Location map of grabs (SB) and dredges (SD) performed on Stromboli submerged flanks during the Idduore cruise (contours spacing is 200 m).



**Fig. 6.19** Schema (non in scala) dei prevalenti sistemi di dispersione e processi deposizionali dei sedimenti vulcanoclastici sui fianchi sommersi di Stromboli (da Bosman et al., in stampa).

**Fig. 6.19** Sketch (not in scale) of the prevailing dispersal pattern and depositional processes of volcanoclastic sediment on Stromboli submerged flanks (Bosman et al., in press).

## Chapter 7

### *Discussion and conclusion*

This chapter is firstly dedicated to a critical review of instability processes recognized on the Stromboli submerged flanks through the characterization of main related features. Observed morphologies are also compared with similar structures identified in others submerged areas, in order to highlight possible similarities and differences in their development. In particular, four main types of instability are presented: *rock-falls*, *slides*, *sediments gravity flows* (in turn sub-divided into *grain flows*, *turbidity currents* and *debris flows*) and *debris avalanches*, following the classification scheme proposed by Masson et al., 2006 (cap. 1).

The second part of the chapter is focused on possible applications of high-resolution multibeam data for the study of submarine mass-movements by means of morphological and morphometric approaches. The aim of this analysis is primarily to determine which measurable parameters, among size, failure area/volume, depth and slope gradients might be of greatest importance in controlling instability processes and how did these parameters relate to each other. Submarine landslides observed at Stromboli are located in correspondence of three main bathymetric intervals (0-200 m bsl; 200-500 m bsl; 1500-2150 m bsl), reflecting marked slope breaks or possible lithological variations. Moreover, morphometric analysis can also provide insights on the assessment of hazard related to these phenomena through volumetric computation, in turn enabling the estimate of maximum tsunami amplitude. The results for slope failure at Stromboli show that minor slides in shallow water depth are also able to generate (small) tsunamis; since this kind of events are probably more frequent than large-scale instability phenomena, they can be significant to human timescale in terms of hazard.

Finally, a simple case of slope stability (limit equilibrium) analysis for two small and superficial landslide events, occurred on the SW part of Sciara del Fuoco depression during the eruptive crisis of 2002, is developed through the combined use of multibeam and geotechnical data, in order to understand the main predisposing and triggering factors. The results show that high sedimentation

rates, steep gradients (that characterize the SdF slope particularly in the first 300 m bsl) and the presence of volcaniclastic layers, that may act as possible weak layers within the SdF slope, represent the main predisposing factors. Triggering factors, causing the sudden increase of pore-pressure on the rupture surface, are likely due to the loading of tsunami waves of the December, 30, 2002 event, although the occurrence of storm-waves, generated during the most important meteorological events that affect the Stromboli island, cannot totally ruled out as potential trigger factor.

## **CAPITOLO 7**

### ***Discussioni e conclusioni***

Lo studio delle porzioni sommerse di Stromboli e delle aree ad esso circostanti è stato condotto investigando circa 1300 km<sup>2</sup> di fondale attraverso l'integrazione di dati batimetrici, sonar a scansione laterale, profili sismici e campionamenti. Questo studio ha permesso innanzi tutto di ottenere una migliore comprensione dell'assetto morfostrutturale dell'edificio vulcanico di Stromboli (cap. 3), dei processi vulcanici ed erosivo-deposizionali agenti lungo i suoi fianchi (cap. 6), e di come essi contribuiscano allo sviluppo di un moderno apron vulcanoclastico.

Le ricerche svolte hanno confermato come l'ambiente marino rappresenti un luogo privilegiato per lo studio e l'analisi di eventi di instabilità gravitativa a larga scala (cap. 4 e 5) accaduti nel passato, in quanto esso offre in genere un maggiore potenziale di preservazione delle morfologie associate a tali eventi rispetto alle porzioni subaeree, dove tali evidenze possono essere più facilmente mascherate ed obliterate dal riempimento dei successivi prodotti vulcanici e/o da fenomeni di degradazione meteorica.

Una breve discussione delle principali morfologie e caratteristiche associate ai processi di instabilità gravitativa a diversa scala individuati nelle porzioni sommerse di Stromboli (già ampiamente descritti nei cap. 4, 5 e 6) sarà fornita nella sezione 7.1; esse verranno anche schematicamente confrontate con analoghe strutture individuate in altre aree (sia vulcaniche che non), nel tentativo di evidenziare similitudini e differenze nello sviluppo di tali processi. La successiva sezione 7.2 vuole invece sottolineare alcune possibili applicazioni dei dati batimetrici ad alta risoluzione per la valutazione della pericolosità associata ai processi d'instabilità gravitativa; a tal riguardo, nella sezione 7.3 verrà mostrato un esempio di analisi all'equilibrio limite (mediante l'utilizzo congiunto di dati batimetrici ad alta risoluzione e dati geotecnici sulla caratterizzazione del materiale vulcanoclastico qui presente, Tommasi e al 2005, Boldini e al, 2005) per due eventi di instabilità a

piccola scala accaduti nella parte alta del pendio sommerso della Sciara del Fuoco durante la crisi eruttiva del 2002, allo scopo di evidenziarne le possibili cause predisponenti e d'innesco.

### 7.1 Processi di instabilità gravitativa nei fianchi sommersi di Stromboli

I fianchi sommersi di Stromboli rappresentano un laboratorio naturale per lo studio dei processi d'instabilità gravitativa, in quanto vi sono rappresentate numerose morfologie e depositi associabili ad eventi con differente scala e frequenza, caratterizzati da diversi meccanismi di rottura, sviluppo e messa in posto. Questi processi, che nel complesso interessano circa il 90% dell'intero areale sommerso dell'edificio vulcanico, spesso influenzano anche l'evoluzione morfologica dei fianchi emersi, come dimostrato dai recenti eventi di frana-maremoto che hanno coinvolto parte della Sciara del Fuoco il 30 dicembre 2002 (Chiocci et al., 2008b, Tommasi et al., 2008). Nella discussione che segue i processi di instabilità gravitativa vengono affrontati seguendo a grandi linee la classificazione proposta da Masson et al., 2006 (vedi cap. 1), adottata come riferimento per questa Tesi. È importante sottolineare, tuttavia, che la mancanza di un campionamento estensivo dei depositi associati a tali processi non permette un'analisi completa di questi eventi e, di conseguenza, la loro classificazione è in alcuni casi possibile solamente all'interno di categorie piuttosto generali. I processi di instabilità individuati (*rock falls*, *slides*, *sediment gravity flows* e *debris avalanches*) sono quindi discussi sulla base delle evidenze disponibili (morfologie, facies sonar e sismica) e delle conoscenze pregresse presenti in letteratura (provenienti sia da esempi in altre aree che da modellazioni fisico-matematiche). Questo fatto comporta una disomogeneità nella trattazione che segue, in quanto solamente alcuni (ed a volte particolari) aspetti di ogni processo potranno essere esaminati in dettaglio. Pur con limitazioni, la discussione seguente mira a: a) fornire una panoramica generale sui processi di instabilità gravitativa individuati nelle porzioni sommerse di Stromboli e b) evidenziare alcuni dei fattori che ne controllano lo sviluppo, in modo da contribuire all'ampliamento delle conoscenze su questo “recente” ed in parte inesplorato campo di ricerca.

**Processi di caduta di blocchi (*Rock falls*):** sono largamente diffusi lungo il settore costiero dell'isola, in corrispondenza delle falesie che costituiscono la maggior parte delle coste di Stromboli, causandone l'erosione ed il progressivo arretramento. I blocchi al piede della falesia presentano generalmente dimensioni variabili da metriche a sub-metriche ed, in questo caso, spesso mostrano un buon grado di arrotondamento, soprattutto quando vengono a trovarsi in vicinanza della linea di riva, dove l'azione del mare (specialmente in corrispondenza degli eventi meteomarini più intensi) rielabora questi depositi. Processi di *rock-fall* (di dimensioni variabili da alcune decine fino a centinaia di metri) sono stati riconosciuti anche in settori più profondi dell'edificio, come testimoniato da blocchi isolati individuati localmente alla base del pendio sommerso e lungo i fianchi del Canyon di Stromboli.

Un esempio molto recente di *rock-fall* è quello che ha interessato il ciglio della piattaforma costiera presente lungo la spalla nord-orientale della Sciara del Fuoco a 20-30 m di profondità (Fig. 7.1); esso è stato riconosciuto attraverso la comparazione di due rilievi batimetrici (acquisiti nel febbraio 2002 e gennaio 2003, Chiocci et al., 2008a), che hanno permesso di ricostruire con dettaglio la geometria della superficie di distacco e la traslazione verso il basso di circa 50 m subito dal blocco (di dimensioni dell'ordine di alcune decine di metri). Immersioni subacquee (effettuate nel corso della campagna *Iddusub*) hanno fornito importanti indicazioni sul comportamento post-rottura di questo evento, mostrando una preservazione quasi totale della struttura originaria del blocco attraverso la comparazione con la stratigrafia rilevata nella zona di rottura. Tali evidenze indicano che il blocco è scivolato fino alla sua attuale posizione senza subire importanti fenomeni di deformazione. L'osservazione di ingrottamenti nella parte inferiore della scarpata che costituisce il ciglio della piattaforma costiera e la presenza di una serie di fratture di trazione (beanti) disposte parallelamente al ciglio di essa (Fig. 7.1), suggeriscono la possibilità di ulteriori crolli in questo settore.

Depositi di *rock fall* sono stati riconosciuti in numerose altre aree vulcaniche (McGuire, 1996) e non, specialmente in corrispondenza delle ripide pareti dei canyon sottomarini e dei fiordi

(Turmel&Locat, 2007). Tali eventi possono dare luogo anche a piccoli *tsunami*, che presentano un'elevata pericolosità per le popolazioni locali (Crosta et al., 2007). Le principali cause predisponenti, connesse alla formazione di tali eventi, sono riconducibili a: 1) la presenza di ripide scarpate costituite da materiale lapideo o, in generale, piuttosto coerente, 2) la loro sottoescavazione ad opera di correnti marine e/o processi retrogressivi, e 3) lo sviluppo di fratture di trazione nella parte sommitale. Il meccanismo d'innescio è generalmente rappresentato da un evento sporadico, che nel caso di un edificio vulcanico può essere associato ad un sisma oppure all'attività vulcanica.

**Processi di franamento traslazionale (slides):** le morfologie associate sono tipicamente rappresentate da nicchie di distacco, che costituiscono la zona sommitale dove si è avuto il processo di rottura; nella maggior parte dei casi, esse sono definite da ripide e nette scarpate, facilmente individuabili nei dati batimetrici e sonar. Diverse di queste strutture sono state identificate e mappate lungo i settori sommersi dell'edificio e nel sottostante Canyon di Stromboli, presentando dimensioni variabili da alcune decine fino a migliaia di metri (per una più dettagliata analisi morfometrica di queste strutture si veda la sezione 7.2). Le nicchie osservate non sono disposte casualmente, ma si raggruppano all'interno di precisi intervalli batimetrici (0-200, 200-500, 1500-2150 metri di profondità, Figg 7.2 e 7.3) identificando possibili discontinuità litologiche o bruschi cambiamenti di pendenza (vedi la sezione 7.2 per maggiori dettagli). Nella maggior parte dei casi, le nicchie costituiscono la testata di strutture canalizzate estese lungopendio (vedi "*channelized features with marked headwall*" nel par. 6.2.2 punto d), rappresentando presumibilmente l'ultimo di una serie di eventi di instabilità gravitativa con evoluzione retrogressiva che hanno portato alla formazione di questi lineamenti (come suggerito anche dal riconoscimento di scarpate minori all'interno del loro thalweg). Simili strutture sono state identificate sia in altri edifici vulcanici, come ad esempio alle isole Pontine, nell'*offshore* etneo (Chiocci pers. comm.) e nell'edificio di Vulcano (Gamberi, 2001) sia in corrispondenza dei *fan-deltas* sviluppati nelle porzioni sommerse dei fiordi della Columbia Britannica (Prior&Bornhold, 1989 e 1990) o dei maggiori sistemi fluviali (ad esempio Mississippi fan, Coleman et al., 1993),



rappresentando elementi morfologici piuttosto comuni in ambiente marino. La mancanza di depositi (come blocchi) alla base delle nicchie suggerisce un comportamento disintegrativo per i relativi eventi (McAdoo et al., 2000), processo che può accadere simultaneamente alla fase di rottura (liquefazione statica, come ricostruito, ad esempio, per l'evento di frana del 2002 a Stromboli) o durante il movimento della massa dislocata, con la sua conseguente trasformazione in flusso gravitativo.

Altre nicchie di distacco sembrano invece rappresentare il risultato di processi singoli e ben definiti; uno degli esempi meglio sviluppati è localizzato nella parte bassa della Scarpata Calabra, al di sopra del margine destro del Canyon di Stromboli. In questo caso, la nicchia presenta in pianta una forma a scatola (Fig. 7.3) con una larghezza di 1200 m, una lunghezza di 700 m ed un'altezza di 15 m. L'area di corona della frana è caratterizzata nelle immagini sonar da un'alternanza di bande ad alto e basso *backscatter* (Fig. 7.3), similmente a quanto osservato in corrispondenza delle frane di “Eivissa” nel margine continentale delle Baleari (Lastras et al., 2006) e di “Nyk” nel margine norvegese (Lindberg et al., 2004). Tali strutture, definite morfologicamente da una serie di gradini, possono essere interpretate come blocchi distaccati o dorsali di tipo estensionale all'interno della massa franata (*extensional ridge*, Lastras et al., 2006), sviluppandosi in maniera preferenziale all'interno di frane di tipo traslazionale.

Sempre restando nell'ambito dei processi di *slide*, l'evento di frana-maremoto che ha interessato la porzione nord-occidentale della Sciara del Fuoco il 30 dicembre 2002 (Fig. 7.3) rappresenta un caso di studio per la comprensione dei meccanismi di rottura e post-rottura di frane sottomarine a media scala verificatesi a Stromboli. In particolare, a seguito della crisi eruttiva avvenuta nel dicembre 2002 a Stromboli, due distinti fenomeni franosi hanno interessato il pendio della SdF a circa 7 minuti di distanza l'uno dall'altro (Pino et al., 2004; Tinti et al., 2006a). Il primo di essi ha interessato la porzione sottomarina della Sciara, come si è dedotto anche dal fatto che il primo impulso dell'onda di *tsunami* associato a tale evento è stato negativo (carattere comunemente osservato in maremoti generati da frane sottomarine, Watts, 2000). Tale ipotesi è stata

successivamente comprovata dalla comparazione tra due rilievi batimetrici effettuati rispettivamente nel febbraio del 2002 (pre-frana) e gennaio 2003 (post-frana), che hanno permesso di identificare una ben definita nicchia di distacco sommersa nei primi 300 m di profondità, con un possibile volume di materiale mobilizzato di circa  $9.5 \text{ Mm}^3$  (Fig. 7.4; Chiocci et al., 2008a). Il secondo evento invece, avrebbe interessato solo la porzione subaerea della Sciara (Fig. 7.4), dislocando circa  $9 \text{ Mm}^3$  di materiale (Baldi et al., 2005). In particolare, l'estensione e la geometria della frana sottomarina sembrano essere state parzialmente controllate dai caratteri morfostrutturali del pendio stesso, dove si osserva lo sviluppo di un ampio e ripido apron vulcanoclastico nei primi 300 m di profondità (pendenze superiori ai  $30^\circ$ ), costituito dalla coalescenza di diverse conoidi di detrito vulcanoclastico, presenti anche nella parte bassa del pendio subaereo (Chiocci et al., 2008a). Le cause predisponenti alla frana vanno quindi ricercate, da una parte, negli alti tassi di sedimentazione ed elevati gradienti che caratterizzano questo settore attivo dell'edificio vulcanico, dove vengono incanalati la maggior parte dei prodotti eruttivi recenti ed attuali emessi dai crateri sommitali (Kokelaar&Romagnoli, 1995) e, dall'altra, nella presenza di possibili livelli di debolezza preferenziale all'interno del pendio, quali ad esempio livelli vulcanoclastici (Tommasi et al., 2008). Tali livelli sono generalmente costituiti da materiale relativamente grossolano (delle dimensioni di sabbia e ghiaia), che però può essere soggetto ad un fenomeno di *grain-crushing* se sottoposto a deformazione, ovvero ad una veloce frantumazione dei granuli più grandi, con la produzione di abbondante materiale fine (sabbia e silt). Questo processo può favorire l'instaurarsi di condizioni non drenate nel pendio sottomarino in caso di repentini incrementi di carico, portando ad un progressivo aumento delle pressioni di poro fino al raggiungimento di una condizione di liquefazione statica, in cui si ha una brusca caduta della resistenza al taglio del materiale e il conseguente movimento in massa del materiale verso il basso (Fig. 7.5, Boldini et al., 2005; Tommasi et al., 2007 e 2008). Tale meccanismo è stato infatti invocato come principale causa della frana sottomarina avvenuta nel 2002 (Chiocci et al., 2008a) e spiegherebbe, oltretutto, la lunga distanza percorsa dai depositi della frana. Questi ultimi, in particolare, rappresentati da una serie di

*mound* affioranti lungo il Canyon della SdF, sono stati infatti identificati solamente a partire da 1600-1900 m di profondità (Marani et al., 2008), mentre la parte più fine dei depositi di frana avrebbe proseguito il suo percorso a maggiore profondità come corrente di torbida, raggiungendo ed oltrepassando il Canyon di Stromboli a circa 24 km di distanza dall'isola (Di Roberto, 2006).

Un'altra caratteristica mostrata dalla frana del 2002 è il suo forte potenziale erosivo durante lo scorrimento, che ha causato la formazione di due profondi (circa 10 m) solchi erosivi (*flow trails* in Fig. 7.4) lungo il pendio sommerso della Sciara osservati fino a 1000 m di profondità (limite del primo rilievo pre-frana). Considerando anche i fondali al di sotto dei 300 m, i volumi totali mobilizzati ammontano a circa 30 Mm<sup>3</sup> di materiale, circa 3 volte il volume evacuato dalla nicchia di frana identificata nei primi 300 m di profondità contestualmente al processo di rottura (Chiocci et al., 2008a).

**Processi relazionati a flussi gravitativi sedimentari (*sediment gravity flows*):** il riconoscimento di flussi gravitativi sedimentari a Stromboli è stato possibile in primo luogo attraverso l'individuazione e la caratterizzazione di elementi morfologici, come canyons, canali, solchi erosivi e conoidi deposizionali normalmente associati allo sviluppo di questi processi (analizzati in dettaglio nel cap. 6). I depositi associati sembrano essere nella maggior parte dei casi costituiti dalla predominanza di sedimento grossolano (essenzialmente sabbia e ghiaia, vedi cap. 6).

Le differenti facies acustiche e zonazioni di *backscatter* caratterizzanti tali depositi, hanno inoltre permesso di fare alcune deduzioni (essenzialmente qualitative) sul tipo di flusso e sulle principali caratteristiche ad esso associate. In particolare, possono essere distinti:

a) ***grain flows*** (o più in generale flussi granulari di tipo inerziale), che sembrano dominare la parte alta del pendio vulcanico, dove le pendenze sono superiori ai 20°. Questo è in relazione al fatto che tali flussi necessitano di pendii estremamente ripidi per poter scorrere, in quanto il principale meccanismo di supporto dei granuli è dato in questo caso dagli attriti frizionali intercorrenti tra i diversi granuli e tra questi ed il sottostante fondale (vedi cap. 1). I flussi granulari possono sia essere non confinati e dare luogo a conoidi deposizionali all'interno delle principali depressioni

presenti lungo il settore costiero sommerso sia essere canalizzati all'interno di strette incisioni sviluppate (principalmente) a partire dal ciglio delle piattaforme costiere.

Flussi granulari sono stati osservati formarsi lungo la parte medio-bassa del fianco emerso della Sciara del Fuoco in risposta al riassetto morfologico del pendio, come a seguito dell'evento di frana-maremoto del 2002 (Chiocci et al., 2008b);

b) *turbidity currents* (correnti di torbida) sembrano svilupparsi principalmente nella parte medio-bassa del fianco vulcanico, in corrispondenza di una brusca diminuzione del gradiente a valori inferiori ai 10°. Le principali evidenze associate a questi flussi sono: a) lo sviluppo di ben definiti solchi erosivi nella parte bassa del fianco orientale di Stromboli (*erosive furrows* in Fig. 6.12) e b) una distribuzione del *backscatter* più disomogenea rispetto alla parte alta del pendio (dove invece dominano i flussi granulari). In particolare, l'incisione di profondi (qui fino a 25 m) solchi erosivi può essere attribuita al maggior potenziale erosivo esercitato dallo scorrimento delle correnti di torbida, presumibilmente in relazione al fatto che la turbolenza rappresenta il principale meccanismo di supporto dei granuli in questo tipo di flussi (Middleton&Hampton, 1973 e 1976). L'erosione si può esplicare sia con il diretto incorporamento di materiale nella corrente di torbida (come, ad esempio, sembra accaduto nell'evento di frana-maremoto del dicembre 2002) che mediante la destabilizzazione di sedimenti sul fondale a seguito di processi di *loading* e *shearing* esercitati dal flusso durante lo scorrimento, in grado di innescare successivi fenomeni di liquefazione all'interno della copertura sedimentaria più superficiale (Nemec, 1990). La forte attività erosiva esercitata dalle correnti di torbida è anche confermata dalla presenza di gradini erosivi (*arcuate steps* in Fig. 6.13b, caratterizzati da una lunghezza d'onda di circa 100 m ed un'estensione variabile da 50 a circa 150 m) all'interno dei *furrows* (vedi cap. 6) disposti perpendicolarmente alla direzione di massima pendenza (e quindi alla direzione locale di flusso) ed interpretabili come *erosional flutes* in analogia con analoghe strutture sviluppati nella parte medio-distale dei *fan-deltas* della Columbia Britannica (Prior&Bornhold, 1989 e 1990). Strutture simili, sebbene di dimensioni minori (con lunghezze d'onda comprese tra 10 e 60 m, ed altezze d'onda di

pochi metri) sono state anche riconosciute all'interno del Canale di Piscità (*Piscità Channel* nel settore costiero a nord dell'isola di Stromboli, Fig. 6.16) ed in corrispondenza di altri lineamenti canalizzati ubicati sia nel settore eoliano centrale (Salina e Vulcano) che lungo il margine continentale calabro (Canyon di Cirò Marina, Madonna di Mare, Gioia Tauro, Bagnara Calabria, Fig. 7.6), indicando la presenza di aree caratterizzate da forti dinamiche sedimentarie. Rilievi batimetrici multi-temporali eseguiti in alcune di queste aree hanno, infatti, evidenziato significative migrazioni soprapendio di queste strutture, fino a valori di 40 m nell'arco di un solo anno (come ad esempio nel caso del Canale di Piscità, Fig. 6.16). Un'altrettanto veloce migrazione soprapendio di forme di fondo, aventi morfologia e dimensioni simili a quelle individuate nei precedenti settori (Fig. 7.6), è stata recentemente descritta per la parte alta del Canyon di Monterey, dove è stata messa in relazione alla presenza di forti correnti tidali (Smith et al., 2007). Tale meccanismo, tuttavia, non può essere chiamato in causa nel caso dei mari italiani, in quanto l'escursione di marea è in questo caso decisamente inferiore (regime microtidale). L'ipotesi più plausibile è quindi che tali strutture rappresentino il risultato di processi erosivo-deposizionali agenti lungo il *thalweg* dei principali lineamenti canalizzati a seguito dello scorrimento di correnti di densità, che porterebbero allo sviluppo di fenomeni di instabilità gravitativa a piccola scala all'interno della copertura sedimentaria più superficiale. La comparazione delle dimensioni d'onda di queste forme di fondo nelle diverse aree di studio ha evidenziato una complessa correlazione intercorrente tra altezza e lunghezza d'onda (Fig. 7.7), mentre quest'ultima tende ad aumentare con la diminuzione della pendenza del fianco vulcanico (Fig. 7.7), presumibilmente in risposta a cambiamenti reologici che intercorrono nel flusso con la variazione dei gradienti di pendio.

Il passaggio di correnti di torbida è poi testimoniato dalla presenza di lineazioni ad alto *backscatter* (estese lungopendio per alcuni chilometri) e dallo sviluppo di *coarse-grained bedforms* (descritte dettagliatamente nel par. 6.4.1), come osservato all'interno delle principali strutture canalizzate presenti lungo il fianco NW di Stromboli (Canyon della Sciara del Fuoco e *troughs* presenti al di sopra del fan vulcanoclastico, vedi cap. 5 e 6), nonché dal riconoscimento di strutture sedimentarie

(come gradazioni dirette ed inverse) all'interno dei box-corer effettuati in questo settore (vedi cap. 5 per maggiori dettagli).

c) Un unico esempio (sub-superficiale) di *debris flow* a larga scala nelle porzioni sommerse di Stromboli è stato identificato attraverso il riconoscimento di una facies acustica semi-trasparente a geometria lenticolare all'interno di profili Sparker 4.5 kJ acquisiti durante la campagna Urania 1995, circa 16 km a nord dell'isola di Stromboli (Fig. 7.8). Questa unità sismica si estende in direzione E-W all'interno della sequenza sedimentaria per almeno 20 km, dalla Scarpata Calabra inferiore (che dovrebbe rappresentare l'area sorgente di questo evento, sebbene i dati a disposizione non permettano di localizzare la nicchia di distacco con precisione) fino alla base del *bulge* vulcanoclastico presente nel fianco nord-occidentale di Stromboli. Essa presenta una larghezza media di circa 4 km in direzione N-S, raggiungendo un massimo di 8 km ad occidente del *seamount* dei Lametini. La base ed il tetto della lente presentano un andamento piuttosto regolare ed il suo spessore medio è di circa 100 ms (corrispondente a 75 m, se si assume una velocità media del suono di 1500 m/s); la posizione stratigrafica è al di sotto sia del Canyon di Stromboli e dei depositi ad esso associati (area di *overbank*, Figg 6.14 e 6.17) che di quelli testimoniati gli eventi di *debris avalanche* avvenuti lungo il fianco nord-occidentale dello Stromboli negli ultimi 13 mila anni (cap. 5). Simili lenti semitrasparenti, interpretate come possibili eventi di *debris flow* a larga scala, sono state anche riconosciute nella parte bassa della Scarpata Calabra (Francesco Chiocci, pers. comm.) diversi chilometri a sud della zona di studio (nel settore compreso tra i Canyon di Gioia-Mesima ed Angitola), indicando la propensione di questa area, interessata da un generale sollevamento nel Quaternario, ad essere soggetta a diffusi ed importanti processi di instabilità gravitativa.

**Processi associati a valanghe di detrito (*debris avalanches*):** i relativi depositi sono usualmente relazionati ad eventi di instabilità gravitativa a larga scala (ad esempio collassi laterali) che interessano gli edifici vulcanici nei più diversi contesti geodinamici (vedi cap. 1). A Stromboli, fenomeni di *debris avalanche* sono stati ricostruiti sia per il fianco orientale sommerso, interessando le porzioni più antiche dell'edificio vulcanico (cap. 4) che in quello nord-occidentale (cap. 5), dove

4 settori di collasso tra loro coassiali sarebbero avvenuti negli ultimi 13 mila anni (Tibaldi, 2001). La comparazione dei diversi eventi di collasso accaduti a Stromboli mette in luce una notevole differenza nelle morfologie ad essi associate, riflettendo, da una parte, le caratteristiche intrinseche al processo di rottura e post-rottura e, dall'altra, il diverso assetto morfostrutturale dei due fianchi vulcanici ed il differente grado di erosione subito.

Le nicchie di distacco associate ai collassi di settore più recenti (fianco nord-occidentale) sono, infatti, ben definite dal punto di vista morfologico, presentando la classica geometria a ferro di cavallo (con i due bordi che tendono a convergere intorno ai 700 m di profondità) e indicando come lo stesso processo di rottura abbia presumibilmente coinvolto anche le porzioni sommerse (almeno per l'evento iniziale). I depositi sono rappresentati, nell'insieme, da un ampio *bulge* (rigonfiamento) esteso fino ad oltre 2600 m di profondità, che sulla base di considerazioni morfologiche e volumetriche, rappresenta la somma delle diverse unità di *debris avalanche* associate ai diversi collassi laterali che hanno interessato il fianco NW di Stromboli negli ultimi 13 ka (Kokelaar&Romagnoli, 1995, e cap. 5). Nonostante l'età relativamente giovane, molti dei caratteri primari di questi depositi sono mascherati e oblitterati dal successivo sviluppo di un moderno sistema torbido nella sua parte sommitale, in risposta alla copiosa produzione di materiale vulcanoclastico in questo attivo settore dell'isola. In questo caso, la discriminazione delle diverse unità di *debris avalanche* giustapposte all'interno del *bulge* non è stata possibile sulla base dei dati disponibili, ad eccezione di una piccola area nella zona distale, dove il riconoscimento di scarpate subverticali potrebbe marcare la presenza di possibili fronti morfologici riferibili alle diverse unità (vedi cap. 5).

Nel caso del fianco orientale di Stromboli, dove i principali eventi di collasso laterale sono avvenuti nei primi stadi di evoluzione dell'edificio, la ricostruzione dei processi è ancora più complessa, soprattutto per quanto riguarda la definizione dell'area sorgente. La nicchia di distacco associata agli eventi più antichi è, infatti, quasi completamente oblitterata sia dal successivo riempimento dei prodotti vulcanici che dal protrarsi di processi erosivi agenti lungo il fianco vulcanico (cap. 4). A

mare, sebbene i depositi associati a tali eventi non siano direttamente affioranti sul fondale, essi sono, comunque, “ben” preservati (sottoforma di una o più lenti semitrasparenti, caratterizzate da geometria interna caotica e con iperboli di diffrazione nei profili sismici, Fig. 4.9) all’interno dello spesso apron vulcanoclastico presente alla base dell’edificio, permettendo così di testimoniare tali eventi di collasso laterale, non ricostruibili sulla base delle sole evidenze di terreno. La nicchia di distacco identificata a terra da Pasquarè et al. (1993) e quella (decisamente più grande) ipotizzata per il PLC nel cap. 5 (vedi anche par. 7.2.3), sulla base di vincoli geologici e geomorfologici (sia terrestri che marini), non riescono, infatti a giustificare il volume del relativo deposito identificato a mare, indicando quindi che la paleomorfologia della nicchia di distacco doveva essere differente rispetto a quella suggerita dall’attuale assetto morfo-strutturale del fianco orientale.

Altre possibili considerazioni sulla dinamica e messa in posto dei depositi di *debris avalanche* possono essere derivate dalla distribuzione di megablocchi ed *hummocks* nei differenti depositi individuati a Stromboli. È stato, infatti, recentemente sottolineato che l’allineamento di megablocchi e/o la formazione di dorsali allungate longitudinalmente al deposito (*longitudinal ridges*) sono caratteri piuttosto comuni nello sviluppo di grandi frane sia in ambiente vulcanico che non (Dufresne&Davies, 2009), come evidenziato anche da modellazioni sperimentali su flussi granulari (Pouliquen et al., 1997). Lo sviluppo di queste strutture si pensa sia principalmente dovuto a processi di segregazione di materiale a differente granulometria e/o a perturbazioni al fronte del flusso durante lo scorrimento della massa in franamento. Questi processi, in particolare, sembrano essere facilitati da: a) presenza di clasti angolari o distribuzione granulometrica non uniforme all’interno della massa dislocata, b) elevate velocità raggiunte dal flusso, c) saturazione od assenza di fluidi interstiziali all’interno del flusso, d) presenza di substrati rigidi od erodibili (Dufresne&Davies, 2009). In ambiente marino, esempi di megablocchi e/o *hummocks* allungati ed allineati parallelamente alla direzione locale di flusso in depositi di *debris avalanche* sono stati identificati presso l’Isola di Dominica nell’arco delle Piccole Antille (Deplus et al., 2001), nell’*offshore* dell’Angola (Gee et al., 2006), alle isole Hawaii (Moore&Chadwick, 1995) e a



Tenerife (Hurlimann&Ledesma, 2003). A Stromboli, possibili dorsali longitudinali caratterizzate da un'elevata concentrazione di megablocchi al loro interno (Fig. 5.14) sono state individuate nella parte alta del *bulge* vulcanoclastico presente lungo il fianco nord-occidentale sommerso di Stromboli. Lo sviluppo di tali strutture suggerisce sia la presenza di materiale più "competente" all'interno della massa dislocata, che un'elevata velocità longitudinale raggiunta dal flusso rispetto a quella orizzontale (ovvero perpendicolare al flusso) secondo lo schema proposto da Dufresne&Davies (2009, Fig. 7.9A). Tuttavia, la morfologia e l'accentuato rilievo delle dorsali individuate a Stromboli possono essere anche relazionate agli effetti della successiva sedimentazione post-collasso, che nel caso del fianco NW dell'edificio è molto elevata, a causa dell'abbondante produzione di detrito vulcanoclastico in questo settore (con spessori stimati tra 40 e 60 m al di sopra dei depositi di *debris avalanche* più recenti, Figg 5.10 e 5.11). Come ipotizzato sulla base dei profili sismici (vedi cap. 5), tale sedimentazione andrebbe, infatti, ad accumularsi preferenzialmente al di sopra delle dorsali longitudinali che, rappresentando strutture più competenti e quindi meno erodibili rispetto alle circostanti aree di inter-dorsale, ne favorirebbero la preservazione. Tali dinamiche sedimentarie avrebbero quindi portato allo sviluppo di un sistema di *troughs* e lobi torbiditici nella parte alta del *bulge* (Fig. 6.14); i lobi, in particolare, potrebbero mimare l'andamento delle sottostanti dorsali, presumibilmente accentuandone il rilievo morfologico nel corso del tempo.

Nel caso del deposito a blocchi individuato lungo la parte bassa del fianco orientale sommerso di Stromboli e messo in relazione ad un evento di collasso laterale più recente del PLC (*Vancori Lateral Collapse*, VLC cap. 4), è stato invece osservato sia un allineamento di megablocchi in corrispondenza del bordo sud-occidentale della depressione di Le Schicciole che un raggruppamento caotico di megablocchi al piede di essa (Fig. 4.4). L'allineamento di megablocchi suggerisce un comportamento della massa in franamento simile per molti aspetti a quello che presiede allo sviluppo delle strutture longitudinali prima descritte (materiale competente ed alte velocità raggiunte dal flusso, Fig. 7.9B; Dufresne&Davies, 2009), ipotizzando, in questo contesto,

lo sviluppo di processi di rottura estensionale all'interno delle dorsali formatesi durante lo scorrimento del flusso, probabilmente in risposta ad una maggiore velocità del suo fronte rispetto alla porzione retrostante (Dufresne e Davies, 2009). Secondo gli stessi autori, nel caso in cui la velocità longitudinale e quella orizzontale divengano comparabili (Fig. 7.9C), si ha la tendenza per la massa in franamento a rompersi in megablocchi distribuiti all'interno di gruppi sparpagliati, come quello osservato al piede della depressione di Le Schicciolate. Tale condizione, nella maggior parte dei casi, sopraggiunge nel tratto finale percorso dai *debris avalanches*, dove divengono dominanti i processi di *spreading* radiale, con una brusca decelerazione della massa in franamento (Dufresne&Davies, 2009). Questo, nel caso del fianco orientale sommerso di Stromboli, potrebbe essere causata dalla brusca diminuzione di pendenza nel fianco vulcanico proprio in corrispondenza dell'affioramento dei megablocchi.

Eventi di collasso di settore ed associati depositi di *debris avalanches* (con differente scala e geometria) sono stati identificati in numerosi altri edifici vulcanici (vedi cap. 1) ed, in minor misura, lungo i margini continentali (come l'evento di Palos Verdes lungo il margine Californiano, Locat et al., 2004). Nel Tirreno, un chiaro esempio di *debris avalanche* è stato recentemente riconosciuto da Chiocci&DeAlteris (2006) nell'*offshore* ischitano (a sud dell'isola, Fig. 7.10), dove il deposito copre una superficie di circa 320 km<sup>2</sup>, estendendosi dal piede dell'edificio vulcanico (600 m s.l.m.) fino ad una profondità di circa 1200 m, per un volume (minimo) stimato intorno a 1.5 km<sup>3</sup>. A differenza dei depositi di *debris avalanche* identificati nelle porzioni sommerse di Stromboli, il deposito ischitano è caratterizzato da un'elevatissima concentrazione di blocchi (ne sono stati conteggiati alcune migliaia, con dimensione medie di un centinaio di metri) e da una notevole distanza percorsa dal flusso (oltre 45 km). Queste differenze possono essere attribuite sia al diverso materiale sorgente che caratterizza le due isole (Tufo Verde ad Ischia, rispetto alla predominanza di lave a Stromboli), che al diverso comportamento post-rottura dei due eventi. Il deposito di Ischia presenta strette analogie con il *debris avalanche* di Icod identificato a Tenerife (Masson et al., 2002), riproducendo in buona approssimazione le caratteristiche osservate per flussi di detrito

grossolani nel corso di esperimenti a larga scala (Major&Iverson, 1999). Tali caratteristiche sono principalmente relazionate alla conservazione di elevate pressioni di poro all'interno della massa dislocata durante l'intero percorso, conferendole un comportamento reologico simile ad un flusso di tipo *Bingham*, differentemente da quanto osservato nella maggior parte dei *debris avalanches*, dove si ha una rapida dissipazione delle pressioni interstiziali ed il comportamento del flusso è dominato principalmente da attriti di tipo frizionale (fortemente controllati dai gradienti di pendio). Oltre a questi aspetti reologici, la maggiore distanza percorsa dal *debris avalanche* ischitano (più del doppio) rispetto ad analoghi depositi identificati a Stromboli può essere anche relazionata al diverso assetto morfo-strutturale dei due edifici ed al possibile effetto di confinamento esercitato sulla massa in franamento dal Canyon di Stromboli nel secondo caso.

L'analisi e la comparazione dei differenti eventi di collasso a Stromboli fornisce inoltre delle interessanti indicazioni per comprendere i fattori predisponenti, connessi allo sviluppo di questi processi (vedi anche cap. 1). Essi sembrano, infatti, avvenire in direzione perpendicolare alla zona di debolezza assiale dell'edificio vulcanico (o zona di *rifting* assiale), la quale giocherebbe quindi un ruolo fondamentale nel favorire tali eventi, come dimostrato anche da modellazioni numeriche e analogiche (Tibaldi, 2008, Acocella, 2005), e dall'esempio di numerosi altri collassi laterali che hanno interessato edifici vulcanici in regime estensionale (Nakamura, 1977; vedi anche cap. 1). Ciascuno degli eventi di collasso laterale avvenuti a Stromboli ha mobilitato un volume massimo di materiale dell'ordine di 1-2 km<sup>3</sup>, che quindi rappresenterebbe il massimo carico gravitativo sostenibile dai fianchi vulcanici E e NW di Stromboli prima di collassare. Tale valore è dello stesso ordine di grandezza di quello stimato per altri edifici vulcanici che presentano dimensioni, forma ed assetto geologico simili a Stromboli, come il vulcano Oshima-Oshima in Giappone (Satake&Kato, 2001) e Ritter in Nuova Papua Guinea (Johnson, 1987), mentre è significativamente inferiore (da 1 a 3 ordini di grandezza) a quello stimato per i catastrofici collassi di settore che hanno interessato i fianchi di larghi vulcani oceanici, come le Hawaii, La Reunion e le Canarie (Moore et al., 1989 e 1994; Masson et al., 2002).

L'attività vulcanica sembra rappresentare, poi, un parametro fondamentale per lo sviluppo dei collassi laterali nel caso di stratovulcani, in quanto il sovraccarico e l'aumento di pendenza dei fianchi vulcanici sono comunemente considerate una delle principali cause predisponenti per la destabilizzazione di questo tipo di edifici (vedi cap. 1). Nel caso di Stromboli, è particolarmente evidente una stretta retroazione intercorrente tra l'attività vulcanica e lo sviluppo di collassi di settore (Tibaldi, 2001). La testimonianza di 4 collassi di settore tra loro coassiali avvenuti negli ultimi 13 ka sul fianco NW di Stromboli è una chiara evidenza di questo sistema di *feedback*. Similmente la ricostruzione degli eventi di instabilità a larga scala avvenuti sul fianco orientale indica come essi sarebbero accaduti durante i primi stadi di crescita dell'edificio (cap. 4), fintanto che l'attività eruttiva era concentrata lungo questo settore mentre, con il successivo dell'attività spostamento dell'attività nel settore nord-occidentale dell'edificio (ultimi 13 mila anni), eventi catastrofici a larga scala non si sono più verificati lungo il fianco orientale. La stessa migrazione dell'attività eruttiva verso il lato NW dell'isola, a sua volta, potrebbe essere messa in relazione allo sviluppo del primo settore di collasso avvenuto verso NW (collasso del Vancori, Tibaldi, 2001), favorito presumibilmente dal più alto potenziale gravitazionale associato a questo fianco dell'edificio (dove si osserva il massimo approfondimento dei fondali verso la piana del Marsili, con profondità superiori ai 3000 m) rispetto agli altri fianchi vulcanici di Stromboli.

## **7.2 Applicazioni morfologiche e morfometriche per la valutazione della pericolosità geologica associata ad eventi di instabilità gravitativa sottomarina.**

Come discusso nel cap. 1, la pericolosità geologica associata ai processi di instabilità gravitativa sottomarina è relazionata sia al diretto impatto di questi eventi su infrastrutture *offshore* e costiere (nel caso di frane sviluppate vicino a costa, come testimoniato dai recenti esempi di Nizza in Francia nel 1979; Assier-Rzadkiewicz et al., 2000, e Finneidfjord in Norvegia nel 1996; Longva et al., 2003) che alla generazione di onde di maremoto (Harbitz et al., 2006).

Stante l'oggettiva difficoltà di osservare direttamente le frane sottomarine e di poterle ben caratterizzare dal punto di vista geotecnico (mediante prelevamento di campioni indisturbati e misurazioni di pressioni interstiziali in situ), i metodi più utilizzati per studiare tali eventi sono rappresentati da rilievi indiretti, effettuati con ecoscandaglio a multifascio, sonar a scansione laterale e profili sismici. Queste metodologie, infatti, consentono il riconoscimento degli elementi morfologici associati a tali eventi (come nicchie di distacco, blocchi, faglie, ecc.) e di quelli che possono essere considerati come possibili precursori e/o cause predisponenti al loro sviluppo (fessure di trazione, scarpate acclivi o controllate tettonicamente, ecc), in modo da poterne valutare (qualitativamente) la pericolosità. Questo, in particolare, rappresenta uno dei principali obiettivi del progetto MaGIC (*Marine Geohazard along the Italian Coasts*, sito web “[www.magicproject.it](http://www.magicproject.it)”), che prevede una mappatura estensiva dei margini continentali (parte alta della scarpata e sovrastante piattaforma) antistanti la maggior parte delle coste italiane tramite l'acquisizione di dati batimetrici ad alta risoluzione, al fine di comprendere quale siano le zone potenzialmente più attive e pericolose dal punto di vista geologico, sulle quali concentrare successive operazioni di monitoraggio. A tal riguardo, è allegata in appendice una carta degli elementi di pericolosità (redatta dallo scrivente, seguendo la legenda proposta dal Comitato Scientifico del progetto MaGIC) per le porzioni sommerse dell'edificio di Stromboli, rappresentando uno degli aspetti applicativi di questa tesi.

### **7.2.1 Analisi morfometriche e statistiche.**

La possibilità di avere dati batimetrici ad alta risoluzione per i fondali di Stromboli ha anche permesso di effettuare dettagliate analisi morfometriche sugli elementi morfologici individuati, in modo da determinare i principali parametri quantitativi (come dimensioni della frana, aree, volumi e pendenze), che presiedono allo sviluppo dei processi di instabilità gravitativa sottomarina (McAdoo et al., 2000; Huhnerbach&Masson, 2004; Micallef et al., 2008; Chaytor et al., 2008). In particolare, 45 nicchie di distacco (su cui era possibile effettuare una misurazione affidabile dei diversi parametri) sono state mappate ed inserite all'interno di un database elettronico (Tab. 8.1 in appendice), calcolando per ognuna di esse: a) il posizionamento spaziale, b) la profondità in

corrispondenza della testata e della parte mediana della frana, c) la lunghezza (con associata deviazione standard), d) la larghezza (con associata deviazione standard), e) l'altezza e la pendenza della testata (con associata deviazione standard), f) la pendenza media della frana e quella delle scarpate adiacenti, g) l'area, h) il volume. Quest'ultimo parametro, in particolare, è stato calcolato in maniera speditiva attraverso il metodo proposto da McAdoo et al. (2000), ovvero assumendo per le frane una geometria a cuneo (Fig. 7.11); il volume è stato quindi ottenuto moltiplicando lo spessore della frana  $T$  ricavato (attraverso la relazione  $T = h \times \cos\alpha$ , dove  $h$  è l'altezza della testata, mentre  $\alpha$  è l'angolo di pendenza medio della frana) per la sua area e dividendo per due.

Prima di cominciare l'analisi statistica dei diversi parametri e delle loro correlazioni, è importante sottolineare alcuni limiti di questo approccio: a) in primo luogo, le frane al di sotto della risoluzione strumentale non possono essere osservate; inoltre, dato che la risoluzione decresce con l'aumento della profondità (da alcuni metri nel settore costiero fino ad una ventina di metri nelle porzioni profonde), potrebbe esserci un *bias* verso le nicchie di distacco localizzate a minore profondità. b) Le frane più antiche presenti nel sottofondo (ad esempio, preservate all'interno dell'apron vulcanoclastico) potrebbero non avere rilievo morfologico e quindi non essere individuate sulla batimetria, con un conseguente *bias* verso gli eventi più recenti e superficiali; c) le nicchie di distacco individuate potrebbero anche essere il risultato di più eventi a piccola scala, la cui coalescenza ha dato origine alla morfologia attuale, così sovrastimando le dimensioni delle frane.

Tenendo in considerazione le suddette limitazioni, che potrebbero avere degli effetti sull'interpretazione sia quantitativa che qualitativa dei dati, sono stati per prima cosa calcolati i principali indici di statistica descrittiva (come la media, mediana, ecc., vedi Tab. 7.1) e gli istogrammi di frequenza relativi a ciascuno dei parametri morfometrici misurati (Fig. 7.12). Questi ultimi presentano nella maggior parte dei casi una forma asimmetrica, spostata verso i valori più bassi (ad eccezione della pendenza media della frana e nella sua testata, contraddistinti da una distribuzione di tipo normale, e della pendenza dei fianchi adiacenti, in cui si osserva una maggiore concentrazione di osservazioni verso i valori più elevati). Tale tipo di distribuzione, con dati spesso

“sparpagliati” è comune in analisi statistiche effettuate su processi geologici (Davis, 1986), dove la dispersività dei dati può essere relazionata alle diverse condizioni al contorno che presiedono allo sviluppo dei processi (in questo caso presumibilmente rappresentate dalla diversa profondità, fisiografia e litotipi affioranti). A tal riguardo, è stato osservato che le nicchie di frana individuate non si dispongono casualmente lungo le porzioni sommerse di Stromboli, ma si raggruppano all'interno di ben definiti intervalli batimetrici:

a) la maggior parte di esse è localizzata nel settore costiero (primi 200 m di profondità, Fig. 7.12a), in corrispondenza del ciglio esterno di piattaforme costiere e Terrazzi Deposizionali Sommersi (TDS) dove, da gradienti intorno a 5-6°, si passa a pendenze superiori ai 25°, tipiche dei fianchi sommersi dell'edificio vulcanico (Fig. 3.2). Queste nicchie possono essere a loro volta suddivise in due categorie sulla base del loro rilievo morfologico (vedi anche cap. 6): un primo tipo è poco definito morfologicamente (*draped scar* in Figg 7.2 e 6.8), in quanto le nicchie di distacco sembrano essere parzialmente riempite dalle sequenze progradanti che costituiscono i TDS (relazionati alla risalita del livello marino negli ultimi 20 mila anni circa), suggerendo una loro formazione presumibilmente precedente allo sviluppo di tali strutture deposizionali. Nella seconda categoria, invece, rientrano le nicchie definite da bordi netti e ripidi, che sembrano tagliare in “modo” fresco le piattaforme costiere ed i TDS, suggerendo quindi una fase erosiva successiva alla loro formazione (*scars* in Figg 7.2, 6.7, 6.8 e 6.10);

b) un più limitato numero di nicchie di distacco è stato identificato nella parte medio-bassa dei fianchi sommersi di Stromboli (ad esempio in corrispondenza degli alti morfologici di P.ta dell'Omo, *channellized feature* in Fig. 6.10) e di Strombolicchio tra i 200 ed i 500 m di profondità;

c) infine, un'importante concentrazione di eventi è stata individuata lungo i fianchi del Canyon di Stromboli (tra 1500 e 2150 m di profondità, Fig. 7.3), dove lo sviluppo dei processi d'instabilità potrebbe essere favorito dall'elevata pendenza che ne caratterizza i bordi e dal processo di sottoescavazione (*undercutting*) esercitato dai flussi gravitativi che scorrono all'interno di esso (Baztan et al., 2005).

L'analisi effettuata ha evidenziato che la maggior parte delle frane è ubicata in corrispondenza di pendii ripidi ( $26^\circ$  e  $28^\circ$ , Tab. 7.1 e Figg 7.12 i), suggerendo quindi che la pendenza giochi un ruolo importante nel controllarne lo sviluppo. Tale comportamento si discosta da quello generalmente osservato per le frane identificate lungo i margini continentali, dove si ha una maggiore concentrazione di processi di instabilità in corrispondenza dei settori meno pendenti delle scarpate continentali (Booth et al., 1993, Pratson&Haxby, 1996, McAdoo et al., 2000 e Huhnerbach&Masson, 2004). Una possibile spiegazione di ciò è che l'analisi effettuata a Stromboli riguarda principalmente eventi a piccola e media scala (con aree sempre inferiori ad  $1 \text{ km}^2$ ), mentre negli esempi sopra citati le frane individuate sono caratterizzate da dimensioni decisamente maggiori (con aree superiori ad almeno  $1 \text{ km}^2$ , inserisci Fig. 7.12e). Eventi a piccola scala dovrebbero, infatti, svilupparsi più frequentemente su pendii ripidi rispetto a quelli meno acclivi, nei quali le deformazioni possono essere accumulate dai sedimenti per un lasso di tempo maggiore e su aree più estese per dislocare grandi volumi di materiale.

Sempre riguardo alle pendenze, un'altra utile indicazione sul possibile comportamento degli eventi di instabilità gravitativa può essere derivata dalla comparazione tra gli angoli di pendenza media delle frane e quelli dei fianchi adiacenti (assunti come un valido *proxy* del gradiente di pendio precedente allo sviluppo della frana). Studi morfometrici (come McAdoo et al., 2000) hanno, infatti, evidenziato una relazione intercorrente tra il tipo di frane e la differenza tra questi due angoli; in particolare, nel caso di frane profonde e di tipo coesivo si osserva comunemente una pendenza della superficie post-rottura superiore rispetto a quella misurata nel pendio prima della rottura (o nei fianchi adiacenti, presumibilmente a seguito dell'esposizione in superficie di materiale maggiormente sovraconsolidato, Fig. 7.13a), mentre il contrario avverrebbe nel caso di frane superficiali e di tipo disintegrativo (Fig. 7.13b). Quest'ultimo tipo sembra meglio rappresentare il caso degli eventi di instabilità a piccola e media scala identificati nelle porzioni sommerse di Stromboli, suggerendo quindi un comportamento disintegrativo per tali processi, in accordo con la mancanza di depositi alla base delle loro nicchie (cap. 6). La morfologia della testata (pendenza ed



altezza) può fornire altre utili indicazioni sulla competenza del materiale (e quindi sulla litologia) su cui si è impostato il processo di rottura, in quanto scarpate alte e ripide denotano comunemente la presenza di materiale più resistente (Morgestern, 1967). Nel caso degli eventi individuati a Stromboli, la pendenza delle testate (*H. slope* in Tab. 7.1) è in generale elevata, con valori di media e mediana sui 56° per l'intera popolazione di frane (e fino ad un valore di 70° per la mediana, se vengono prese in considerazione solo le frane ubicate tra 0 e 200 m di profondità, Tab. 7.1); l'altezza della testata (*H. height*) invece presenta una distribuzione più variabile e discontinua, con valori di media e mediana rispettivamente di 40 e 34 m sull'intera popolazione ma con valori localmente superiori anche a 100 m. Tali osservazioni suggeriscono quindi che le frane sottomarine a Stromboli si impostano nella maggior parte dei casi su materiale relativamente competente, spesso in corrispondenza di bruschi cambiamenti di pendenza, che potrebbero marcare importanti variazioni litologiche nel pendio.

Come passo successivo, si è cercato di analizzare il comportamento delle frane attraverso le correlazioni esistenti tra i diversi parametri analizzati; a tal riguardo, sono stati dapprima calcolati sia il coefficiente di correlazione di Pearson (Tab. 8.2 in appendice) che quello a ranghi di Spearman (Tabelle 7.2-7.5). Il primo (comunemente utilizzato a tale scopo) potrebbe risultare inadeguato in questo caso, poiché esso rappresenta una misura della relazione lineare esistente tra due variabili, assumendo quindi una distribuzione normale dei dati (Davies, 1986), in evidente contrasto con quanto osservato per molte delle variabili analizzate (Fig. 7.12). Differentemente, i coefficienti di correlazione a ranghi di Spearman superano tale problema, in quanto essi indicano se le diverse variabili siano correlate positivamente o negativamente tra loro (ma non necessariamente in maniera lineare).

Alcune delle correlazioni osservate sono abbastanza ovvie, come nel caso della lunghezza e larghezza rispetto all'area (e quindi al volume, vedi Tab. 7.2-7.5), in quanto le variabili in gioco dipendono una dall'altra. Tali correlazioni sono state osservate in altri studi morfometrici (vedi ad esempio McAdoo et al., 2000 e Huhnerbach&Masson, 2004) e potrebbero supportare l'ipotesi che

molte frane sottomarine condividono le stesse caratteristiche (come nelle geometrie di tipo frattale), potendo quindi essere usate come un mezzo per future predizioni sulle dimensioni e comportamento degli eventi di instabilità.

Per meglio evidenziare tali correlazioni, sono stati costruiti degli *scatter plot* (diagrammi a punti dispersi, Fig. 7.14) suddivisi per i diversi gruppi di frane individuati. In particolare, se si diagramma la lunghezza rispetto alla larghezza delle frane (7.14a), si osservano diversi trend per ognuno dei gruppi: gli eventi più superficiali (0-200 m) presentano una linea di tendenza orientata più o meno a 45°, indicando quindi che essi sono caratterizzati mediamente dallo stesso rapporto di forma al variare delle dimensioni, mentre nel caso delle frane intermedie (200-500 m di profondità) sembra prevalere la lunghezza rispetto alla larghezza, presumibilmente in relazione al fatto che tali eventi si sviluppano principalmente attraverso un'evoluzione retrogressiva (con la migrazione successiva della testata soprapendio), che tende in genere a generare morfologie allungate in direzione del pendio. Per quanto riguarda le frane più profonde (1500-2150 m di profondità) si osserva invece un comportamento opposto rispetto al caso precedente (predominanza della larghezza rispetto alla lunghezza), poiché in questo caso le nicchie sembrano rappresentare il risultato finale della coalescenza di numerosi processi di instabilità gravitativa a piccola scala che interessano i bordi del Canyon di Stromboli.

Anche la mancanza di correlazione tra le variabili osservabile in alcuni *scatter plot* può fornire indicazioni significative per comprendere i fattori che presiedono allo sviluppo delle frane, come ad esempio nel caso del volume (o altezza della testata) rispetto alla pendenza media della frana o a quella dei fianchi adiacenti (Figg 7.14 d, e, f). Tali osservazioni mettono in luce che, nonostante la maggior parte delle frane sia ubicata in corrispondenza dei gradienti di pendio più elevati, il rapporto tra lo sviluppo di questi eventi e la pendenza è estremamente complesso, in quanto altri fattori (come ad esempio la litologia o i diversi tassi di sedimentazione) possono assumere un ruolo fondamentale, in accordo ai risultati ottenuti in altre aree (ad esempio, McAdoo et al., 2000, Huhnerbach&Masson, 2004).

### 7.2.2 Stima del possibile potenziale tsunamigenico associato alle frane sottomarine

Recentemente, attraverso l'utilizzo di parametri morfometrici, è stato possibile valutare in maniera approssimativa il potenziale tsunamigenico associato ad eventi di instabilità gravitativa in ambiente marino. Questo approccio prevede la stima del possibile *run-up* dell'onda nell'entroterra attraverso il calcolo della massima ampiezza d'onda di *tsunami* generata da una frana sottomarina (Watts et al., 2003). Tale ipotesi rappresenta ovviamente un'evidente semplificazione della realtà, in quanto un'onda può subire importanti modificazioni durante la sua propagazione, soprattutto nel suo approssimarsi alla costa (ad esempio per effetti di rifrazione e focalizzazione); è quindi più giusto considerare tale stima come una misura relativa del potenziale tsunamigenico associato ad eventi di instabilità. Il calcolo dell'ampiezza d'onda è basato sull'applicazione di alcune relazioni empiriche, derivate da simulazioni di fluido-dinamica in laboratorio, e da modellazioni numeriche (Grilli&Watts, 1999; Watts, 2000; Watts et al., 2003). Le assunzioni alla base di tali modelli sono le seguenti: a) la geometria della frana sottomarina è rappresentata da un semi-ellisse in traslazione lungo un piano inclinato, b) il centro di massa della frana è individuato attraverso una soluzione analitica dell'equazione del movimento, c) la deformazione interna alla massa in dislocamento è trascurata, in quanto essa sembra avere una limitata influenza sull'ampiezza dello *tsunami* (Watts et al., 2003). Due diverse formulazioni sono state proposte per stimare l'ampiezza d'onda: 1) una è valida per le frane di tipo traslazionali (o *slides*), che risentono maggiormente della resistenza esercitata dal sovrastante fluido durante lo scorrimento e 2) l'altra è valida per frane rotazionali (o *slumps*), dove si ha principalmente un forte attrito basale; esse possono essere considerate quindi come due ideali *end-members* nel caso delle frane sottomarine. Nel caso di Stromboli, le nicchie identificate sono state generalmente associate a movimenti di tipo traslazionale e quindi vengono usate nel calcolo le seguenti relazioni (caratterizzate da un'accuratezza intrinseca sulla stima del  $\pm 2.1\%$ , McAdoo&Watts, 2004; Rahiman&Pettinga, 2006):

$$\lambda = 3.87 (bd / \sin\theta)^{0.5}$$

$$H = 0.224 T[(w/(w+\lambda)) / ((\sin\theta)^{1.29} - 0.746(\sin\theta)^{2.29} + 0.170 (\sin\theta)^{3.29})] (b/d)^{1.25}$$

dove  $\lambda$  è la lunghezza d'onda,  $H$  l'altezza d'onda,  $b-d-\theta$  dipendono dalla morfologia del pendio sommerso e sono rispettivamente la lunghezza della frana, la profondità d'acqua in corrispondenza della parte mediana della frana, la pendenza media della frana (vedi Fig. 7.15) e  $w$  rappresenta la larghezza della nicchia.

La profondità in corrispondenza della parte centrale della frana ( $d$ ) è stata ricavata attraverso l'analisi di numerose sezioni batimetriche, che hanno permesso di ricostruire la possibile superficie pre-rottura, mentre lo spessore della frana ( $T$ ) è stato ottenuto moltiplicando l'altezza della testata ( $h$ ) per il coseno dell'angolo di pendenza medio della frana ( $\cos\alpha$ ) rappresentando quindi una stima di massimo (McAdoo et al., 2000). I grafici così ottenuti per le frane censite a Stromboli (Fig. 7.16) mostrano un'ampiezza massima d'onda di circa 3 m, corrispondente ai maggiori eventi di instabilità localizzati tra 0 e -200 m, mentre essa decresce rapidamente a 0 nel caso delle frane ubicate a maggiori profondità, nonostante esse siano caratterizzate da dimensioni maggiori rispetto agli eventi più superficiali, chiara indicazione del fatto che la profondità rappresenta il fattore principale nel controllare il potenziale tsunamigenico associato alle frane sottomarine. Tale osservazione ha importanti risvolti nella valutazione della pericolosità associata ad eventi di instabilità sottomarina, in quanto anche frane di piccole dimensioni (probabilmente più frequenti rispetto ad eventi più catastrofici, come ad esempio i collassi di settore) sono in grado di generare onde di *tsunami* che possono arrecare gravi danni alle popolazioni costiere, in accordo con i recenti esempi di frana-maremoto verificatesi a Gioia Tauro (1978), Nizza (1979), Skagway Harbor (1994), Finneidfjord (1996) e Stromboli (2002). L'altro parametro basilare per valutare l'ampiezza d'onda è ovviamente rappresentato dai volumi in gioco; è presente, infatti, in letteratura una semplice relazione di regressione lineare intercorrente tra questi due parametri (Murty, 2003; sebbene l'autore stesso sottolinei l'incompletezza del dataset a disposizione, definita dall'equazione:

$$H \text{ (altezza d'onda)} = V \text{ (volume)} \times 0,3945.$$

Il calcolo dei volumi è quindi fondamentale per valutare la pericolosità delle frane sottomarine; a tal riguardo, verranno di seguito mostrati alcuni esempi di stime volumetriche effettuate sia attraverso

l'utilizzo di modelli di elevazione del terreno nell'ambito del lavoro di Tesi che tratte dalla letteratura.

### **7.2.3 Stima dei volumi attraverso l'utilizzo di modelli di elevazione del terreno (DEM).**

La possibilità di avere un DEM ad alta risoluzione dell'intero edificio di Stromboli ha permesso di calcolare (almeno come ordine di grandezza) i volumi mobilitati dai maggiori eventi di instabilità gravitativa che ne hanno interessato i fianchi durante la sua evoluzione, attraverso la ricostruzione di superfici tridimensionali. Questo approccio è stato utilizzato sia per stimare il volume del fan vulcanoclastico presente lungo il fianco NW di Stromboli (vedi cap. 5) e quindi poterlo successivamente comparare con il volume dislocato dai molteplici eventi di collasso riconosciuti a terra (Tibaldi, 2001; vedi cap. 5) che per calcolare il possibile volume di materiale evacuato dal fianco orientale sommerso di Stromboli a seguito dell'evento di collasso del Paleostromboli (PLC), la cui identificazione è stata possibile solamente attraverso il riconoscimento (nei profili sismici) di una lente semi-trasparente caotica (con volume stimato di 1-2 km<sup>3</sup>) all'interno dell'apron vulcanoclastico (vedi cap. 4 per dettagli). Quest'ultimo caso, in particolare, è esemplificativo di alcuni problemi associati a tale metodologia; la ricostruzione delle superfici e geometrie della frana è stata, infatti, estremamente complicata, in quanto non essendoci evidenze della possibile profondità del piano di scivolamento, la forma tridimensionale della nicchia di distacco è stata ricostruita solamente sulla base delle evidenze geologiche disponibili. La superficie pre-collasso è stata ricostruita considerando una morfologia conica del paleo-edificio, prendendo come riferimento quella osservata oggigiorno lungo i fianchi non collassati di Stromboli (fianchi NE e SW). Il piano di scivolamento ipotizzato (Fig. 7.17) è invece rappresentato da un'unica superficie di rottura che abbraccia sia le porzioni terrestri ed emerse, con la testata della frana ubicata a circa 800 m di quota, in accordo all'attuale assetto morfologico del fianco orientale di Stromboli ed alla possibile altezza raggiunta dal cono del Paleostromboli prima di collassare (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993), mentre l'emergenza più bassa del piano di rottura è stata localizzata a circa 450 m di profondità, dove la nicchia di distacco è ancora ben evidente e racchiusa tra i prolungamenti in mare degli alti

morfologici di La Petrazza e P. dell'Omo, che ne costituiscono le spalle. Sono state quindi ipotizzate due differenti sezioni longitudinali del piano di scivolamento, al fine di calcolare un volume di minimo ed uno di massimo:

a) nel primo caso, la pendenza del piano di rottura è stata considerata simile all'immersione delle lave del Vancori, che hanno riempito la depressione lasciata dal collasso (sia nel settore subaereo che in quello sommerso) e potrebbero quindi in parte mimare la morfologia del sottostante piano di scivolamento, come osservato ad esempio nella ricostruzione di altri eventi di collasso presso il vulcano Mauna Loa alle Hawaii (Moore et al., 1994) e La Palma alle Canarie (McGuire, 1996). La profondità del piano di scivolamento (al di sotto della superficie attuale) è stata assunta in questo caso uguale allo spessore di 200-250 m stimato a terra per l'intera sequenza del Vancori (Cortes et al., 2005), portando quindi ad un volume mobilizzato di circa  $600 \text{ Mm}^3$  (ottenuto come differenza tra le superfici pre- e post-collasso);

b) nel secondo caso, è stata invece ricostruita una geometria più profonda per il piano di rottura, in analogia a geometrie di collasso osservate in altri edifici vulcanici (Siebert, 1984; Johnson, 1987; Voight&Elsworth, 1997), cioè definita da uno "schienale" costituito da un primo tratto sub-verticale, che tende a divenire sub-orizzontale in corrispondenza del piede della frana, similmente a quanto ipotizzato per la ricostruzione degli eventi di collasso di settore identificati lungo il fianco nord-occidentale di Stromboli (Kokelaar&Romagnoli, 1995). Il volume stimato, in questo caso, è intorno ad  $1 \text{ km}^3$ , rappresentando il massimo volume possibile di materiale dislocato sulla base della geometria assunta. Il *range* di valori ottenuti è, tuttavia, decisamente inferiore rispetto a quello stimato per il deposito ( $1\text{-}2 \text{ km}^3$ , considerando anche un suo possibile aumento di volume a seguito di processi di frammentazione, vedi cap. 4 per maggiori dettagli), evidenziando così che tali stime devono essere utilizzate con molta attenzione, soprattutto nel caso di eventi antichi, per i quali le superfici da ricostruire possono essere fortemente alterate e/o obliterate da successivi processi erosivo-deposizionali.

Un maggiore controllo ed una migliore precisione sulla stima dei volumi mobilizzati può essere permessa da rilievi topografico-batimetrici multi-temporali effettuati in un'area di frana allo scopo di indagarne le geometrie e le variazioni morfologiche. Una recente ed interessante applicazione di questo approccio ai fini di Protezione Civile è stata eseguita proprio a Stromboli a seguito dell'evento frana-maremoto del 2002, in primo luogo per stimarne i volumi coinvolti durante il processo di rottura (vedi sezione 7.2 e Chiocci et al., 2008a; Baldi et al., 2005) e successivamente per monitorarne l'evoluzione (Chiocci et al., 2008b; Baldi et al., 2005). Il monitoraggio della nicchia di distacco sommersa (Fig. 7.18) ha permesso, in particolare, di comprendere i meccanismi di compensazione che presiedono al suo riempimento (con lo sviluppo nel corso del tempo di depocentri locali), ed in aggiunta, di testimoniare la veloce evoluzione a distanza di pochi anni, ne aveva già parzialmente obliterato la morfologia. Estrapolando, i tassi di riempimento stimati per la nicchia (Chiocci et al., 2008b), risulta che essa dovrebbe colmarsi nel giro di qualche decina di anni, fornendo uno spunto importante per la valutazione della pericolosità associata a tali eventi: tali strutture, infatti, tendono a presentare un basso potenziale di preservazione, soprattutto nel settore attivo dell'isola, nonostante tali processi siano (presumibilmente) piuttosto comuni nell'evoluzione morfologica della Sciara del Fuoco e significativi alla scala umana, in termini sia di frequenza che pericolosità (Chiocci et al., 2008b; Tommasi et al., 2008).

### **7.3 Esempio di analisi all'equilibrio limite di frane sottomarine superficiali a Stromboli mediante l'utilizzo congiunto di dati batimetrici e geotecnici**

Come descritto nelle precedenti sezioni, un evento di frana-maremoto ha interessato il pendio sommerso della Sciara del Fuoco il 30 dicembre 2002; dal confronto tra i rilievi batimetrici pre- (febbraio 2002) e post-frana (gennaio 2003) sono stati evidenziati residui negativi (ovvero una “mancanza” di materiale) sia nel settore nord-orientale della Sciara (in cui si è verificato l'evento di frana principale) che nella parte sud-occidentale, dove possono essere identificate due piccole frane

superficiali (1 e 2 in Fig. 7.19, con uno spessore massimo di circa 8 m) estese da costa fino a 200 m di profondità, con volumi mobilizzati rispettivamente di circa 100 e 300 mila metri cubi (Chiocci et al., 2008a).

La conoscenza della batimetria pre- e post-frana e la possibilità di avere dati geotecnici sul materiale vulcanoclastico campionato alla base della Sciara del Fuoco mediante prove di tipo triassiale (Boldini et al, 2005, Tommasi et al., 2005) hanno permesso di effettuare un'analisi all'equilibrio limite per questi due eventi di instabilità minori attraverso l'ausilio del *software SlopeW*, allo scopo di indagarne le possibili cause predisponenti e d'innescio. In dettaglio, l'analisi all'equilibrio limite prevede la comparazione tra le forze resistenti e quelle gravitazionali agenti lungo il pendio (il cui rapporto è definito Fattore di Sicurezza o FS) nei differenti segmenti (o conci) in cui è suddivisa la massa in franamento, attraverso l'applicazione delle equazioni di statica. Se prevalgono le forze resistenti, il pendio risulterà stabile ( $FS > 1$ ), mentre se dominano quelle gravitazionali il pendio si troverà in una condizione di disequilibrio ( $FS < 1$ ) con il conseguente movimento di materiale verso il basso. Esistono diversi metodi analitici per calcolare il Fattore di Sicurezza di un pendio; in questa tesi è stato utilizzato quello di *Morgenstern-Price* (1965), che presenta il duplice vantaggio di: a) soddisfare le equazioni di equilibrio sia per i momenti che per le forze, e b) considerare nel calcolo anche le forze di taglio (oltre a quelle normali) agenti sull'interfaccia presente tra i diversi conci, mediante l'applicazione di una funzione definita di *half-cosine*. Per prima cosa, si è proceduto ad effettuare un'analisi di sensitività (Fig. 7.20) sul Fattore di Sicurezza in funzione dell'angolo di attrito, a seconda dei valori di coesione e peso dell'unità di volume sommerso (che per il materiale campionato dovrebbe essere compreso tra 7 ed 8  $kNm^{-3}$ , in quanto ricavato dalla differenza tra il peso dell'unità di volume secco meno quello dell'acqua). I risultati mostrano un pendio in condizione di equilibrio limite (ovvero  $FS = 1$ ) a partire da un angolo di attrito di circa  $30^\circ$  (nel caso in cui la coesione sia trascurabile, in accordo con i risultati ottenuti dalle prove di laboratorio). Il Fattore di Sicurezza assume un valore di 1.3-1.4 se si prende in considerazione, come angolo di resistenza al taglio, il valore di picco ottenuto tramite le prove



triassiali (ovvero  $41^\circ$ , vedi fig. 7.20; Boldini et al., 2005). Queste osservazioni suggeriscono che, in condizioni “indisturbate” il pendio sommerso, seppure ripido, sia stabile, a meno di possibili *trigger* esterni, che possono portare facilmente a processi di rottura nella coltre vulcanoclastica più superficiale, in quanto il Fattore di Sicurezza è prossimo all’unità.

Gli elevati tassi di sedimentazione (in relazione alla persistente attività di tipo Stromboliano che caratterizza lo Stromboli nelle ultime migliaia di anni, Rosi et al., 2000) e le elevate pendenze (con valori generalmente superiori a  $30^\circ$ , fino a valori di picco di  $40^\circ$ ) presenti nella parte alta del pendio sommerso della Sciara del Fuoco fino a circa 300 m di profondità sembrano rappresentare le principali cause predisponenti allo sviluppo dei processi di instabilità gravitativa a piccola scala in questo settore dell’edificio. Per quanto concerne i meccanismi d’innescio, si è dapprima esclusa la possibilità che il tremore sismico od i possibili impulsi associati all’evento di frana principale, registrati dai sismogrammi acquisiti durante la crisi del 2002 (Pino et al., 2004) possano aver generato i due eventi di instabilità minori. È stato quindi considerato l’effetto esercitato da un aumento della pressione di poro (in corrispondenza del piano di scivolamento) sulla stabilità del pendio; i risultati mostrano, a tal riguardo, che basta un incremento di pressione di soli 10 kPa (considerando una coesione di qualche kPa, in modo da simulare il possibile effetto di “incastro” tra i diversi clasti) per iniziare il processo di rottura ( $FS < 1$ , vedi fig. 7.21). Tale aumento di pressione interstiziale, data la bassa profondità di sviluppo delle due nicchie di distacco ( $< -200$  m), può essere plausibilmente relazionato al carico esercitato sul fondale dalle onde marine. Il passaggio di queste ultime genera, infatti, una serie armonica di onde di pressione sul fondale, con un incremento di pressione sotto la zona di cresta ed una successiva riduzione al di sotto del ventre dell’onda, riflettendosi in un aumento delle pressioni di poro sia residuali (in relazione allo sforzo di taglio ciclico indotto dal treno d’onda) che transienti nel sottofondo. Per calcolare quest’ultime, è necessario rifarsi alla teoria della consolidazione proposta da Biot (1941), che prende simultaneamente in esame i differenti effetti indotti dalle onde di pressione all’interno del mezzo poroso (comprendendo le variazioni di volume, le deformazioni indotte nello scheletro solido e la

generazione di un flusso di acqua diretto verso il basso). Le assunzioni alla base della teoria sono: a) la deformazione elastica del mezzo poroso (che segue la legge di Hook, con una deformazione lineare, reversibile ed isotropica), b) la compressibilità del fluido interstiziale, c) la validità della legge di Darcy per il movimento del flusso. Le soluzioni analitiche di questa equazione sono molto complicate e dipendono sia dalle caratteristiche dell'onda di superficie che dalle proprietà fisico-meccaniche del mezzo poroso (tra cui le più importanti sono la rigidità del materiale, la permeabilità e la saturazione). Tuttavia, assumendo un mezzo poroso infinito, con permeabilità isotropica, completamente saturato d'acqua (come ipotizzabile per il materiale vulcanoclastico presente nel pendio sommerso della SdF) e con un coefficiente di rigidità della matrice solida più basso rispetto a quella dell'acqua circostante (condizione valida per quasi tutti i tipi di materiale, ad eccezione delle sabbie molto dense), le equazioni si semplificano notevolmente e dipendono esclusivamente dalle caratteristiche d'onda (Yamamoto et al., 1978; Madsen, 1978 e Gatmiri, 1990):

$$u = Po \exp^{-\lambda z} \text{ e}$$

$$o'v = o'h = tvh = Po \lambda z \exp^{-\lambda z},$$

dove  $\lambda$  rappresenta la lunghezza d'onda,  $z$  la profondità a partire dal fondale e  $Po$  la massima ampiezza di pressione esercitata sul fondale dalle sovrastanti onde. Quest'ultima variabile può essere ricavata sulla base della seguente relazione:

$$Po = \gamma_w H / 2 \cdot 1 / \cosh(2\pi d / \lambda),$$

dove  $H$  rappresenta l'altezza d'onda,  $d$  la profondità d'acqua e  $\gamma_w$  il peso nell'unità di volume dell'acqua (considerando la teoria lineare delle onde di Airy ed assumendo un'ampiezza d'onda piccola rispetto alla profondità).

Nel caso delle frane minori qui analizzate, due diversi tipi di onde possono essere chiamate in causa come plausibili meccanismi d'innescio: a) il primo è rappresentato dalle onde di maremoto generate a seguito dell'evento di frana principale, b) il secondo invece è attribuito alle onde di gravità associate ad i maggiori eventi di tempesta che colpiscono la parte nord-occidentale dell'isola di

Stromboli (prevalentemente durante il periodo invernale e primaverile). La trattazione che segue si prefigge proprio di chiarire quale dei due sia il più probabile *trigger*, attraverso il calcolo delle pressioni interstiziali indotte sul piano di rottura da ciascun tipo di onde (in funzione delle diverse altezze e lunghezze d'onda in gioco, dato che le altre variabili sono dipendenti dalla geometria del pendio e quindi uguali in entrambi i casi).

**Calcolo dell'altezza d'onda:** l'altezza d'onda nel caso del maremoto è stata ricavata considerando come valore di minimo il *run-up* dell'onda effettivamente osservato nella parte settentrionale dell'isola di Stromboli (circa 10 m, Tinti et al., 2005) e come valore di massimo l'elevazione d'acqua (circa 25 m per la parte sud-occidentale della SdF) stimata attraverso l'utilizzo di mareogrammi sintetici calcolati da Tinti et al. (2006a). Nel caso delle onde di gravità, sono stati invece utilizzati come riferimento i dati meteo-marini acquisiti dalla vicina stazione APAT di Cetraro (e scaricabili dal sito internet <http://www.idromare.it>), essendo l'isola di Stromboli sprovvista di una propria stazione di riferimento. L'altezza d'onda massima registrata nel periodo compreso tra i due rilievi è stata di circa 5 m.

**Calcolo della lunghezza d'onda:** la lunghezza d'onda associata alle onde di *tsunami* è stata stimata attraverso l'equazione introdotta da Watts (1998):

$$\lambda = T_o (gd)^{1/2},$$

dove  $g$  rappresenta l'accelerazione di gravità,  $d$  la profondità d'acqua e  $T_o$  il periodo caratteristico della frana, relazionato a sua volta al periodo dominante dell'onda di *tsunami*  $T$  (circa 1 minuto sulla base delle simulazioni numeriche effettuate da Tinti et al., 2006a) tramite la seguente espressione  $T_o = T/2$ . I valori ottenuti variano tra 300 m (a circa 15 m di profondità) e circa 1400 m (a circa 200 m di profondità) per entrambe le frane. Per quanto riguarda le onde di gravità, la lunghezza d'onda è stata invece calcolata attraverso la seguente relazione:

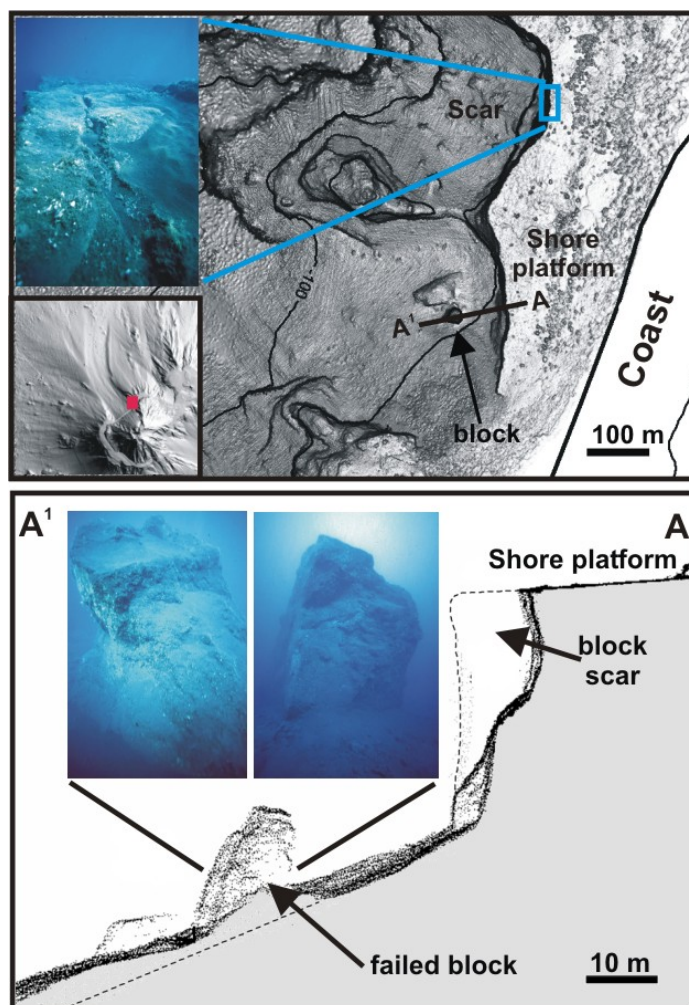
$$L_o = gT^2/2\pi,$$

considerando il periodo dell'onda (in questo caso circa 10 secondi, sulla base dei dati mareografici registrati dalla stazione di Cetraro) indipendente dalla profondità d'acqua (condizione valida nel

caso in cui il rapporto tra l'altezza d'onda e la profondità sia inferiore a 0.5; Ishihara&Yamazaki, 1984); in questo caso il valore massimo per la lunghezza d'onda è di circa 150 m.

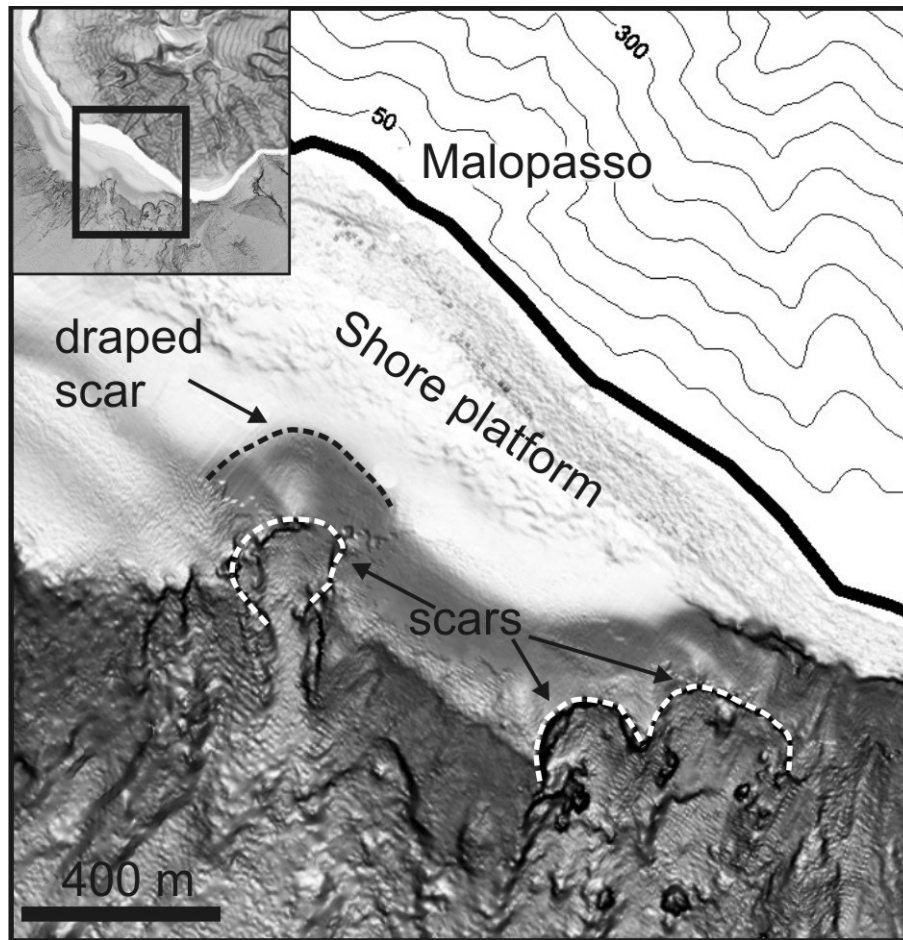
I grafici ottenuti immettendo tali valori nelle precedenti equazioni mostrano che le pressioni di poro indotte dall'onda di tsunami (comprese tra 40 e 120 kPa, rispettivamente per un'altezza d'onda di 10 e 25 m; vedi Fig. 7.22) sono molto più elevate rispetto a quelle generate dalle onde di tempesta (al massimo 20 kPa nella parte prossimale della frana, vedi Fig. 7.22), ma soprattutto che quest'ultime tendono ad attenuarsi rapidamente con la profondità in risposta alle minori lunghezze d'onda in gioco (che quindi rivestono un ruolo fondamentale sia nella propagazione delle pressioni nella colonna d'acqua, che nella successiva attenuazione delle pressioni interstiziali all'interno del mezzo poroso). Tale analisi evidenzia quindi che il meccanismo d'innescio più plausibile per lo sviluppo per le due frane minori qui analizzate sia rappresentato dalle onde di maremoto indotte dall'evento di frana sottomarina accaduto il 30 dicembre 2002. In particolare, questo *trigger* si può essere spiegato sia attraverso l'aumento delle pressioni di poro transienti all'interno del mezzo poroso (come dimostrato dalla trattazione precedente), che mediante lo sviluppo di processi di liquefazione nel materiale vulcanoclastico, in quanto le sovrappressioni interstiziali calcolate sarebbero dello stesso ordine di quelle ricavate tramite prove di carico ciclico in laboratorio per valutare le condizioni di liquefazione del materiale (Paolo Tommasi, comm. pers.). Bisogna, inoltre, aggiungere a ciò il possibile effetto esercitato dal rapido abbassamento della superficie del mare a seguito dell'arrivo dell'onda di *tsunami* (il cui primo impulso è tipicamente negativo; Watts, 2000) con ampiezze comprese tra 10 e 25 m, comparabili quindi alla profondità d'acqua presente in corrispondenza della testata di entrambe le frane (circa 10-12 m). In tale contesto, parte del pendio prima sommerso sarebbe rimasto improvvisamente senza battente d'acqua, rimuovendo così la forza resistente esercitata dall'acqua ed inducendo una condizione di carico non drenato sul pendio, similmente a quanto si osserva in caso di rapido svaso di dighe o sponde dei fiumi.

## Figure e tabelle



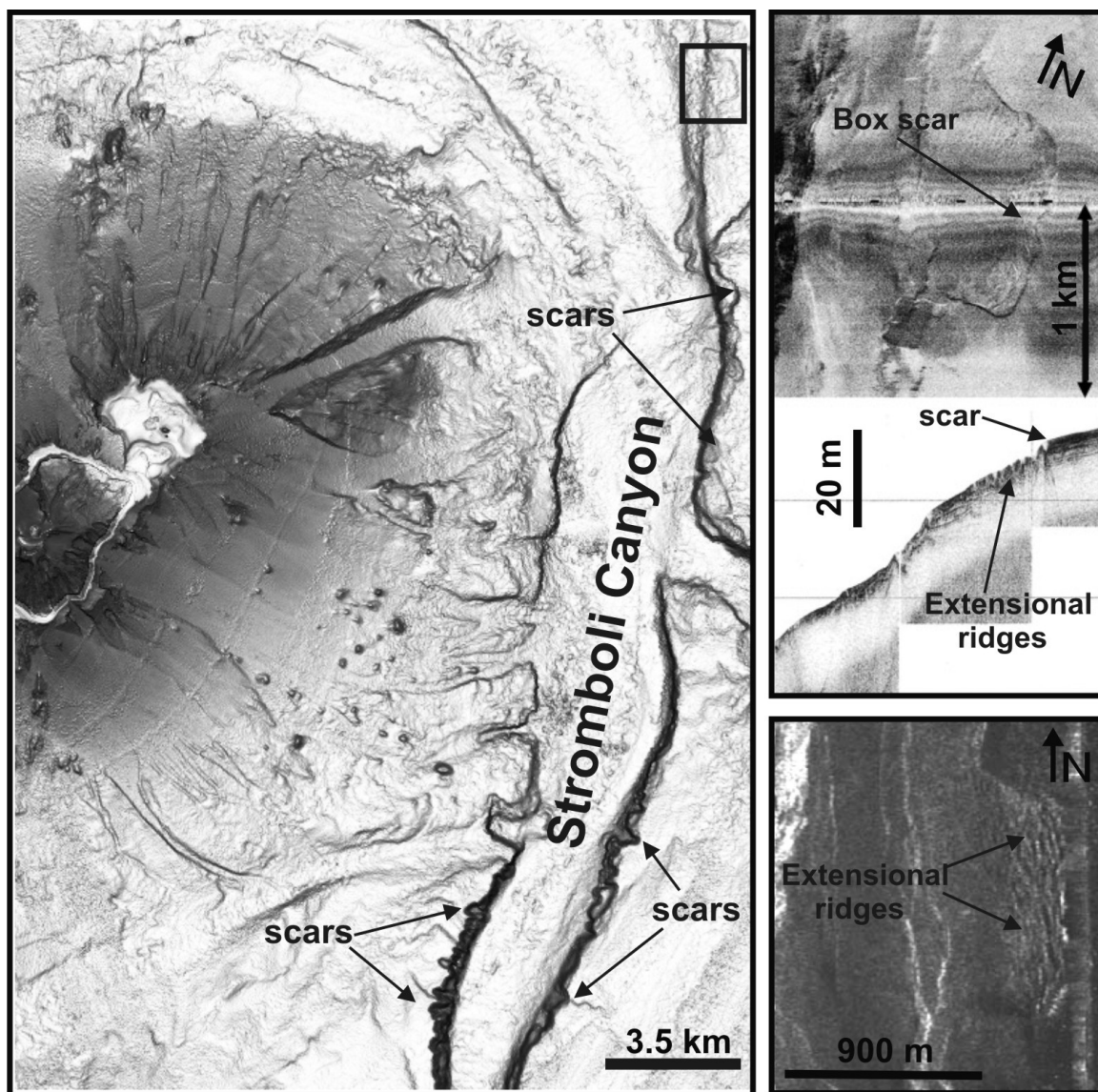
*Fig. 7.1 In alto, rilievo ombreggiato della piattaforma costiera sommersa lungo la spalla nord-orientale della Sciara del Fuoco. In particolare, si osserva la presenza di una frattura disposta parallelamente al ciglio della piattaforma (vedi foto, per localizzazione riquadro celeste) e un grosso blocco al piede della piattaforma, sul quale passa la sezione A-A' (in basso), dove l'evento di rock-fall che è stato ricostruito sulla base di batimetrie pre- e post-evento (modificato da Chiocci et al., 2008a); le foto rappresentano due diverse visuali del blocco distaccato.*

**Fig. 7.1 On the top, shaded relief of the shore platform developed along NE shoulder of Sciara del Fuoco; the platform edge is affected by fractures (see photo) and by rock-fall processes, as witnessed by a detached block (section A-A' and photos in the bottom image) located at its base. Below, a reliable reconstruction of the rock-fall event is proposed through the comparison of bathymetries acquired pre- and post-failure (modified from Chiocci et al., 2008a).**



*Fig. 7.2 Rilievo ombreggiato di un tratto della piattaforma costiera presente lungo la parte sud-occidentale di Stromboli, con l'indicazione di due possibili diverse fasi erosive in relazione allo sviluppo della piattaforma costiera e dei sovrastanti Terrazzi Deposizionali Sommersi; per dettagli vedi testo.*

***Fig. 7.2 Shaded relief of a sector of the shore platform in the SW part of the island, showing scar morphologies related to two possible different erosive stages within and the development of shore platform and of overlying Submerged Depositional Terraces; see text for detail.***



*Fig. 7.3 Rilievo ombreggiato del fianco orientale di Stromboli e del sottostante Canyon di Stromboli, interessato da numerose nicchie di distacco lungo i suoi fianchi. Una delle più sviluppate ha una forma di scatola, come si osserva nelle immagini sonar a destra (in alto: MAK-1 ed associato profilo Sub-Bottom Profiler a 4.9 kHz; ed in basso: TOBI), dove si nota la presenza di strutture di tipo estensionale nell'area di corona, definite da un'alternanza di aree a basso ed alto backscatter nelle immagini SSS (per ubicazione vedi riquadro nero sul rilievo ombreggiato)*

**Fig. 7.3 Shaded relief of the SE flank of Stromboli and underlying Stromboli Canyon, showing the scars that affect its sidewalls. On the right, MAK-1 (above), Sub Bottom profile (4.9 kHz, in the middle) and TOBI (below) images of a box scar located on the right sidewall of Stromboli Canyon (for location see black rectangle in the shaded relief image). The scar area is characterized by an alternation of high- and low- backscatter areas, with morphological steps that can be interpreted as detached blocks and/or extensional ridges.**



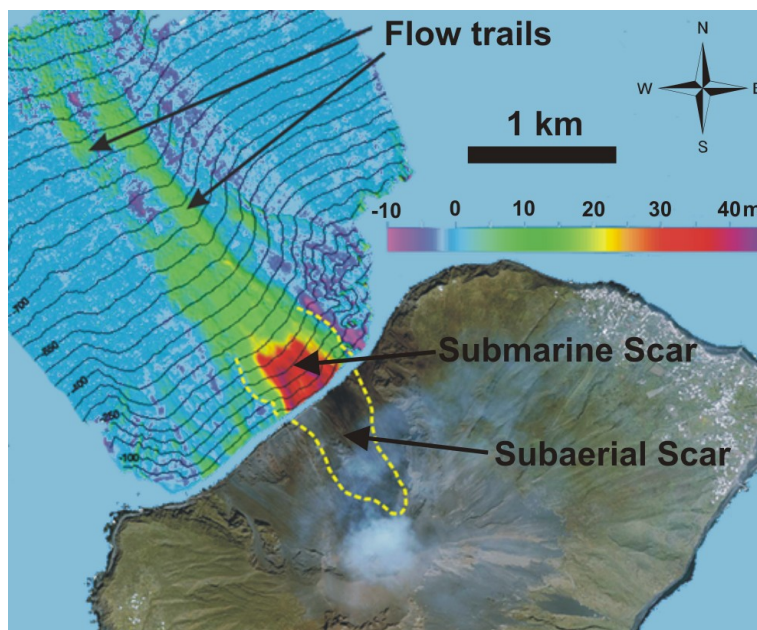


Fig. 7.4 Carta dei residui (modificata da Bosman., 2004) ottenuti attraverso la comparazione di due rilievi batimetrici, acquisiti rispettivamente a febbraio 2002 (pre-frana) e febbraio 2003 (post-frana) nel settore antistante la SdF. La linea gialla tratteggiata mostra i bordi delle nicchie di distacco associate sia alla frana sottomarina che a quella subaerea avvenute il 30 dicembre 2002.

Fig. 7.4 Map of residuals (modified from Bosman, 2004) of the SdF submerged slope down to about – 1000 m, obtained through the difference between pre- (February 2002) and post- (February 2003) slide bathymetries. The yellow dashed line indicates the limit of subaerial and submarine scars affecting the SdF slope on 30 December 2002.

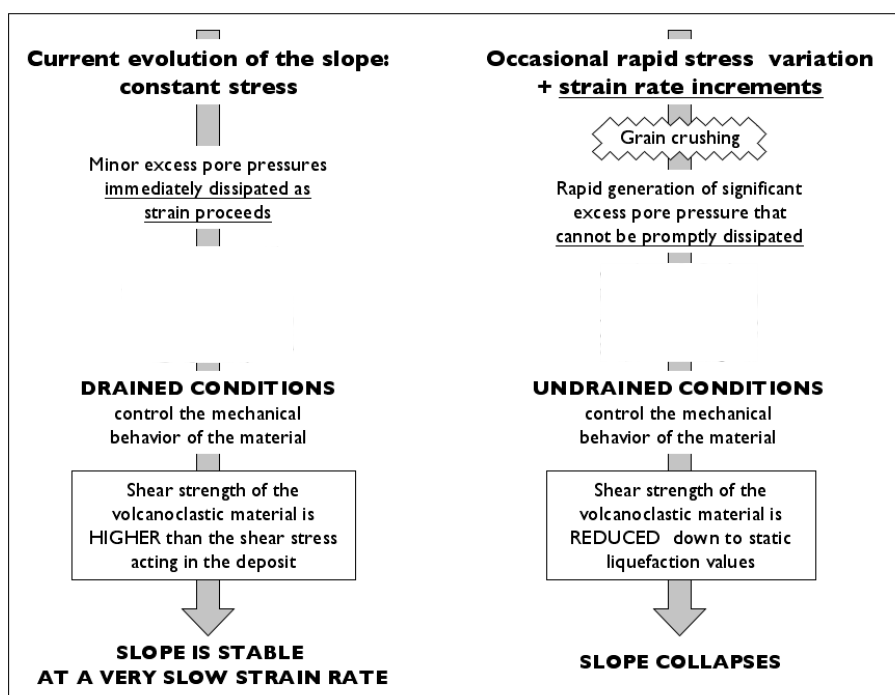
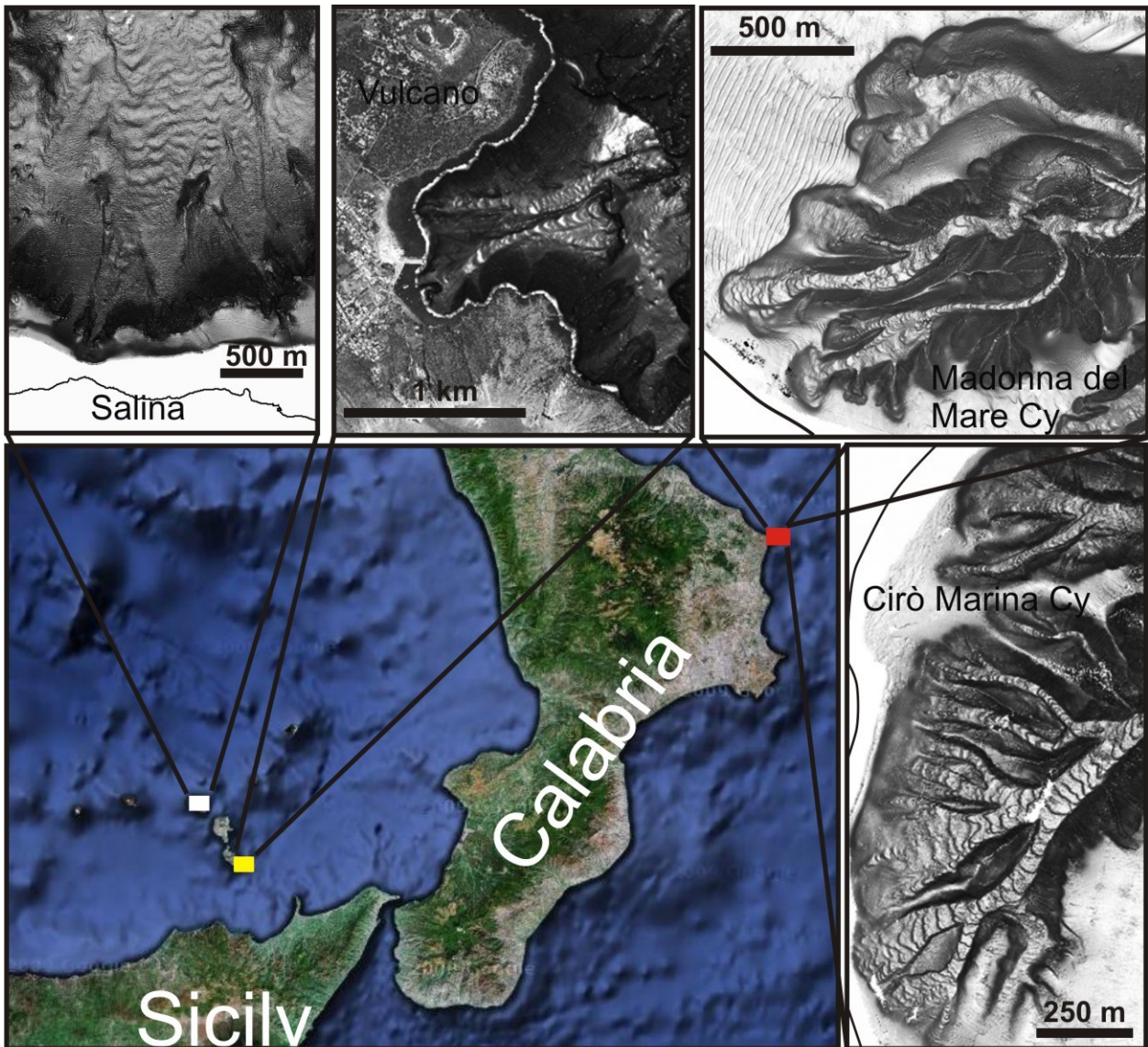


Fig. 7.5 Schema dell'evoluzione del pendio sommerso dal punto di vista geotecnico sotto condizioni di sforzo normale o dopo bruschi cambiamenti nello stato tensionale del pendio (da Chiocci et al., 2008a).



**Fig. 7.5 Scheme of the evolution of the submerged slope from a geotechnical point of view, under ordinary stress conditions (on the left) and after occasional abrupt changes in the stress state (on the right); from Chiocci et al. (2008a).**



**Fig. 7.6 Gradini erosivi identificati all'interno sia dei canali di Salina e NE Vulcano che dei canyon di Madonna del Mare e Cirò Marina.**

**Fig. 7.6 Arcuate steps identified within Salina Channel, NE Vulcano Channel, Madonna del Mare and Cirò Marina Canyons.**

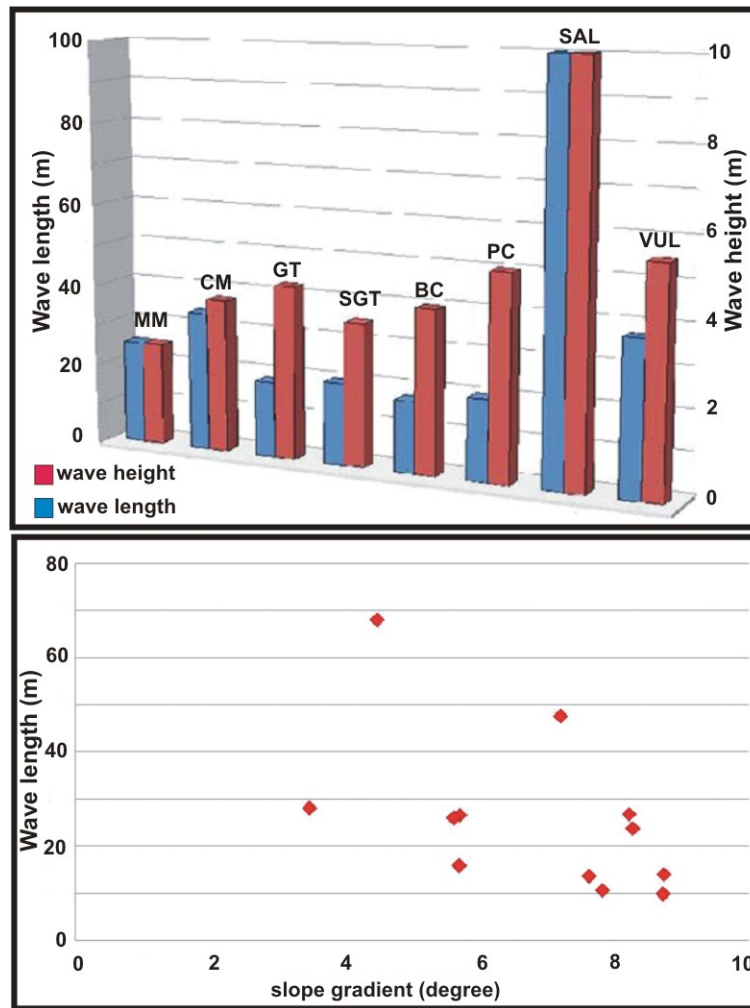


Fig. 7.7 Grafici mostrandenti le relazioni intercorrenti tra lunghezza d'onda e altezza d'onda (in alto) e alla pendenza locale (in basso) per i gradini morfologici individuati all'interno di canyon\canali in contesti vulcanici e non. MM: Canyon Madonna di Mare, CM: Canyon Cirò marina, GT: Canyon Gioia Tauro, GTS: parte meridionale del Canyon di Gioia Tauro, BC: Canyon di Bagnara Calabria, PC: Canale di Piscità, SAL: Canale a nord di Salina, VUL: Canale a NE Vulcano.

Fig. 7.7 The graphs show the relationships between wavelength and wave height (above) and slope gradient (below) for arcuate steps identified within the following channelized features: MM: Madonna di Mare Canyon, CM: Cirò marina Canyon, GT: Gioia Tauro Canyon, GTS: southern part of Gioia Tauro, BC: Bagnara Calabria Canyon, PC: Piscità channel, SAL: N. Salina channel, VUL: NE Vulcano channel.

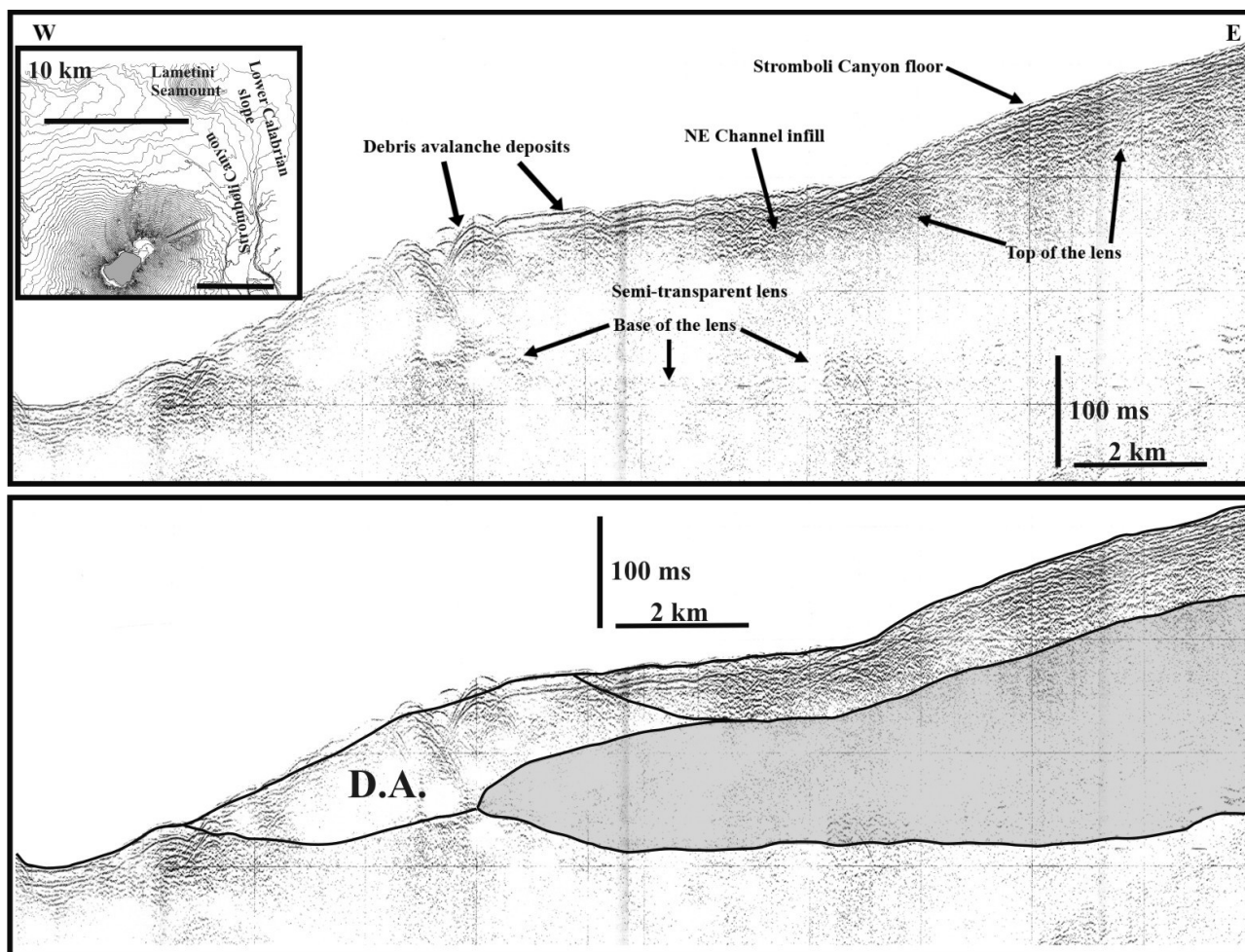


Fig. 7.8 Profilo sismico Sparker (4.5 kJ, ubicazione nell'inset) con l'individuazione di una lente semitrasparente, che può essere interpretata come un deposito di debris flow a larga scala proveniente dalla Scarpata Calabra inferiore.

Fig. 7.8 Seismic profile (Sparker 4.5 kJ, location in the inset), showing the occurrence of a semi-transparent lens within the stratigraphic section; it can be related to a debris flow deposit whose possible provenance is from the Lower Calabrian Continental Slope. D.A. = debris avalanche

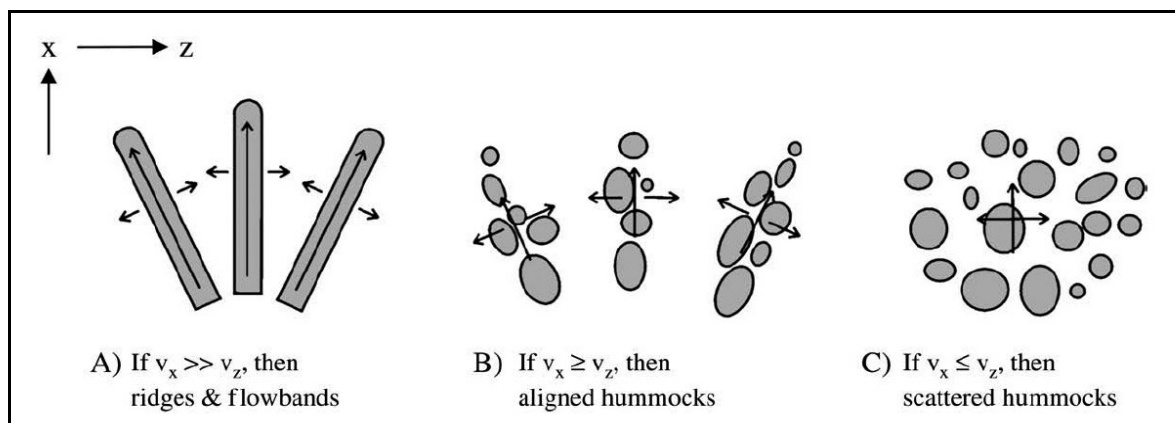
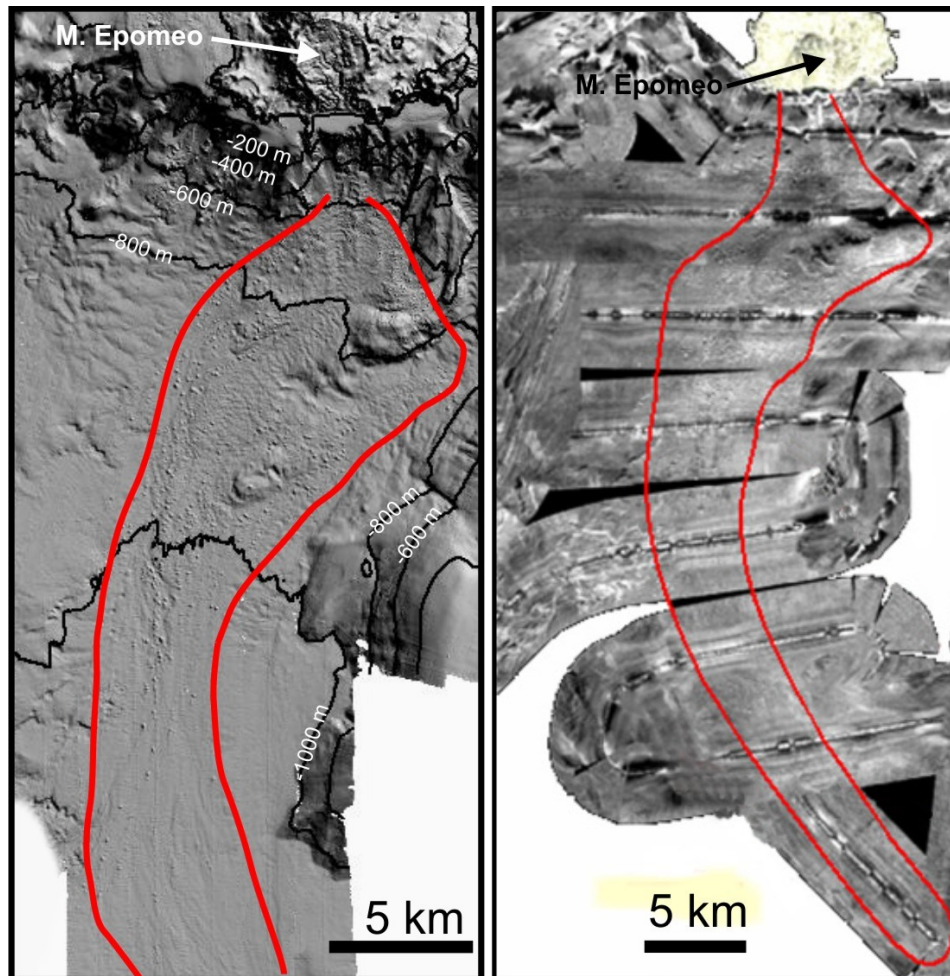


Fig. 7.9 Influenza della distribuzione e direzione di velocità per la formazione di dorsali allungate, megablocchi allineati o sparpagliati in gruppi nei depositi di debris avalanche.  $v_x$  velocità nella direzione del flusso  $v_z$  velocità perpendicolare al flusso. Questo modello può essere applicato sia all'intero deposito o a parti di esso (Dufresne&Davies, 2009)

Fig. 7.9 Influence of velocity distribution and direction on the formation of elongate ridges versus aligned or scattered hummocks (Dufresne&Davies, 2009).  $v_x$  = velocity in flow direction,  $v_z$  = velocity

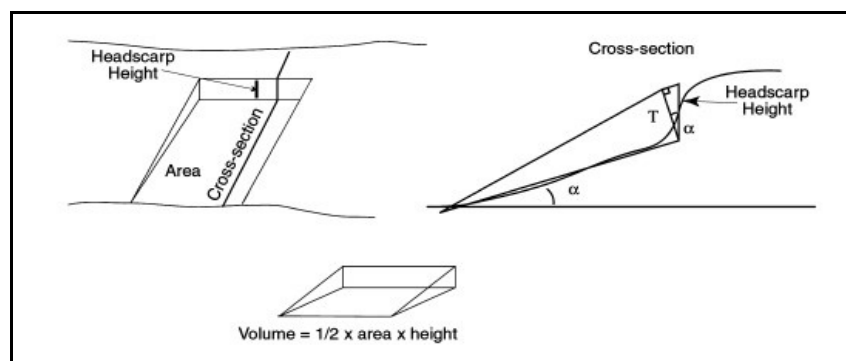


*perpendicular to flow direction. This can apply to the deposit as a whole or to individual areas alone (e.g. lobes, distal versus proximal)*



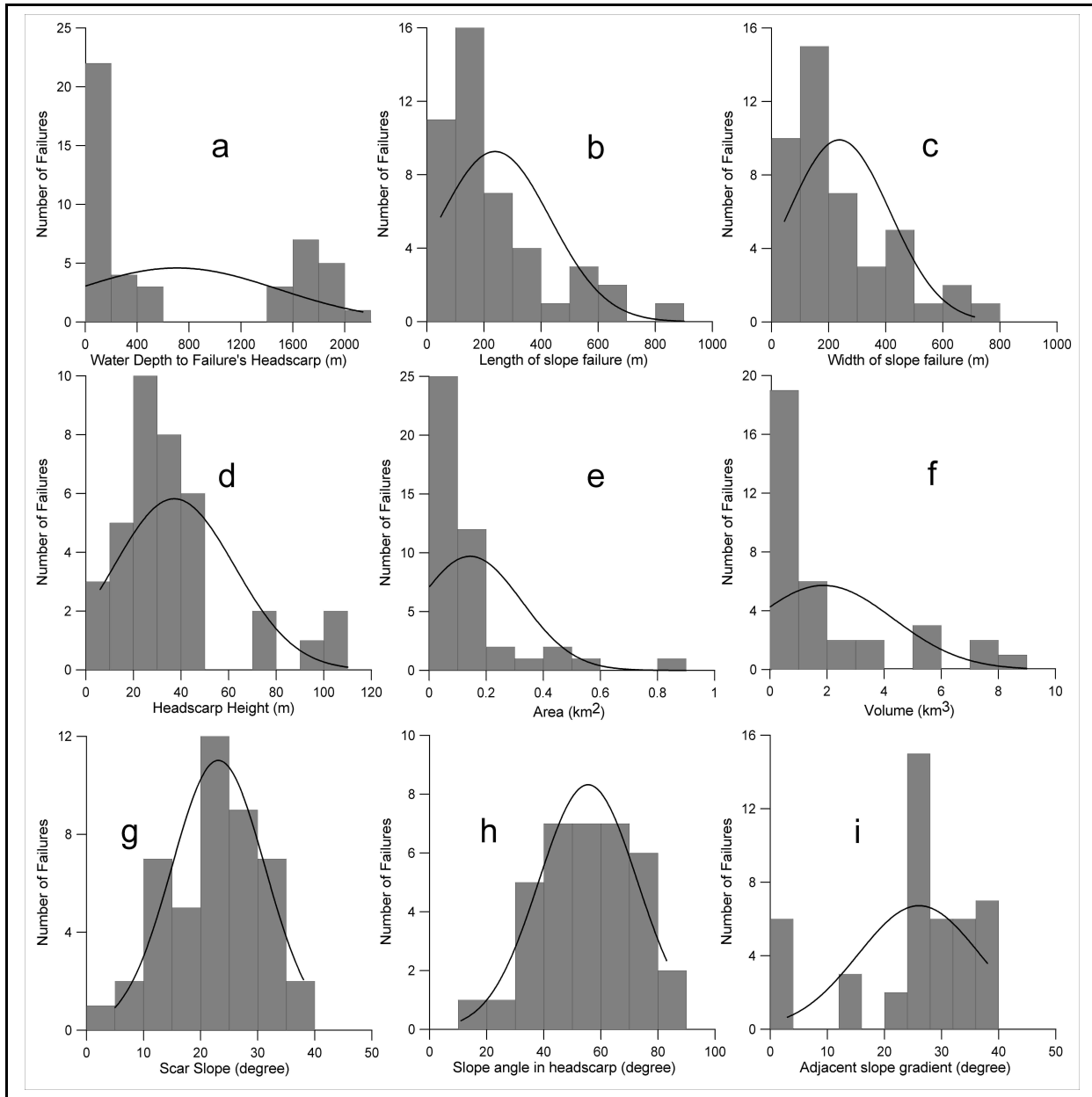
*Fig. 7.10 Rilievo ombreggiato (a sinistra) ed immagine TOBI (a destra, da Bosman, 2004) del fianco meridionale di Ischia, con la delimitazione dell'omonimo deposito di debris avalanche (linea rossa); l'equidistanza delle isobate è 200 m.*

**Fig. 7.10 Shaded relief (left) and TOBI image (right, from Bosman, 2004) of the southern flank of Ischia Island with the indication of the debris avalanche deposit (marked by red line). Contour interval is 200 m**



*Fig. 7.11 Diagramma per il calcolo del volume delle frane per mezzo delle dimensioni delle nicchie di distacco identificate a Stromboli, assumendo un geometria a cuneo per il processo di rottura. Il volume è calcolato moltiplicando l'area della nicchia per l'altezza della testata e dividendo per due (McAdoo et al., 2000).*

**Fig. 7.11 Schematic diagram of volume calculation for the landslide scars by assuming a wedge-shaped geometry. The volume is given by product between the area of the landslide and the headscarp height, then divided by two to account for the wedge shape (McAdoo et al., 2000).**



**Fig. 7.12 Istogrammi della distribuzione dei valori ottenuti per i parametri morfometrici analizzati (vedi testo); la linea nera solida rappresenta la distribuzione normale, avente la stessa media e deviazione standard del relativo parametro..**

**Fig. 7.12 Histograms of value distribution for slope failure parameters; the solid black lines represent normal distributions with the same mean and standard deviation as the parameter presented in each histogram.**

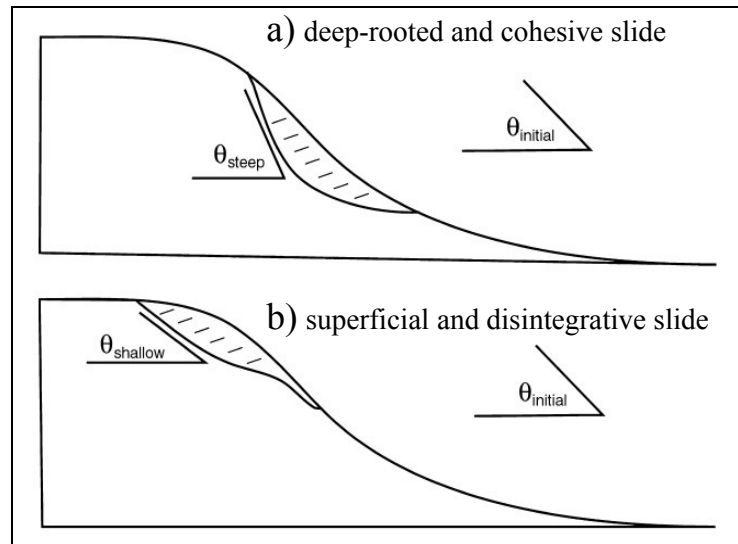


Fig. 7.13 Schema semplificato di due differenti geometrie di frana. Nel caso a) frane coesive e profonde, l'angolo di pendenza della superficie post-rottura è più ripido rispetto a quello del pendio prima della rottura; mentre nel caso b) frane di tipo disintegrative e più superficiali avviene il contrario; modificato da McAdoo et al. (2000).

Fig. 7.13 Sketch of two possible scar geometries (cohesive versus disintegrative). In a) deep-rooted and cohesive slides, the scar slope angle is steeper than the original, unfailed slope. Conversely, in b) superficial and disintegrative slides, the scar slope has a lower gradient than the initial slope; modified from McAdoo et al. (2000).

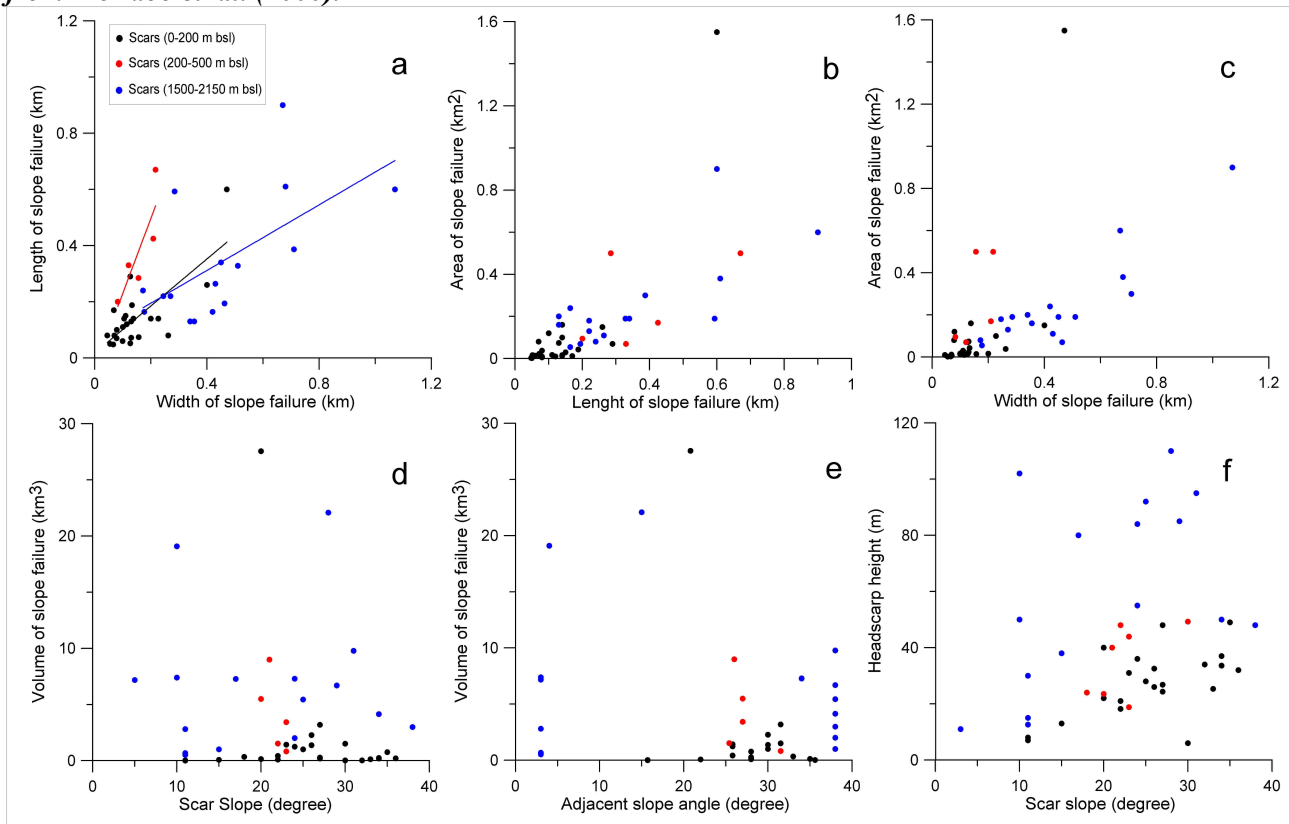


Fig. 7.14 Diagrammi a punti dispersi, mostranti alcune correlazioni tra i parametri morfometrici misurati per le frane individuate nelle porzioni sommerse di Stromboli.

Fig. 7.14 Scatter plots of selected failure parameters for slides identified on Stromboli submerged portions.

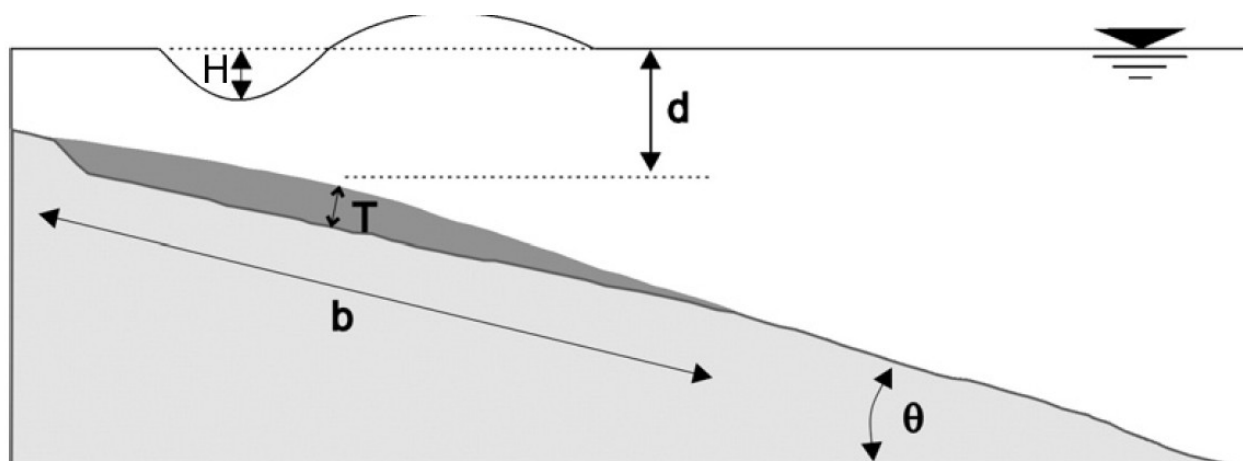


Fig. 7.15 Geometria dei parametrici morfometrici utilizzati per la stima della massima ampiezza di tsunami generata da una frana sottomarina, modificata da Rahiman&Pettinga (2006).

Fig. 7.15 Geometric description of submarine slope failure parameters used in predictive tsunami amplitude equations, modified from Rahiman&Pettinga (2006).

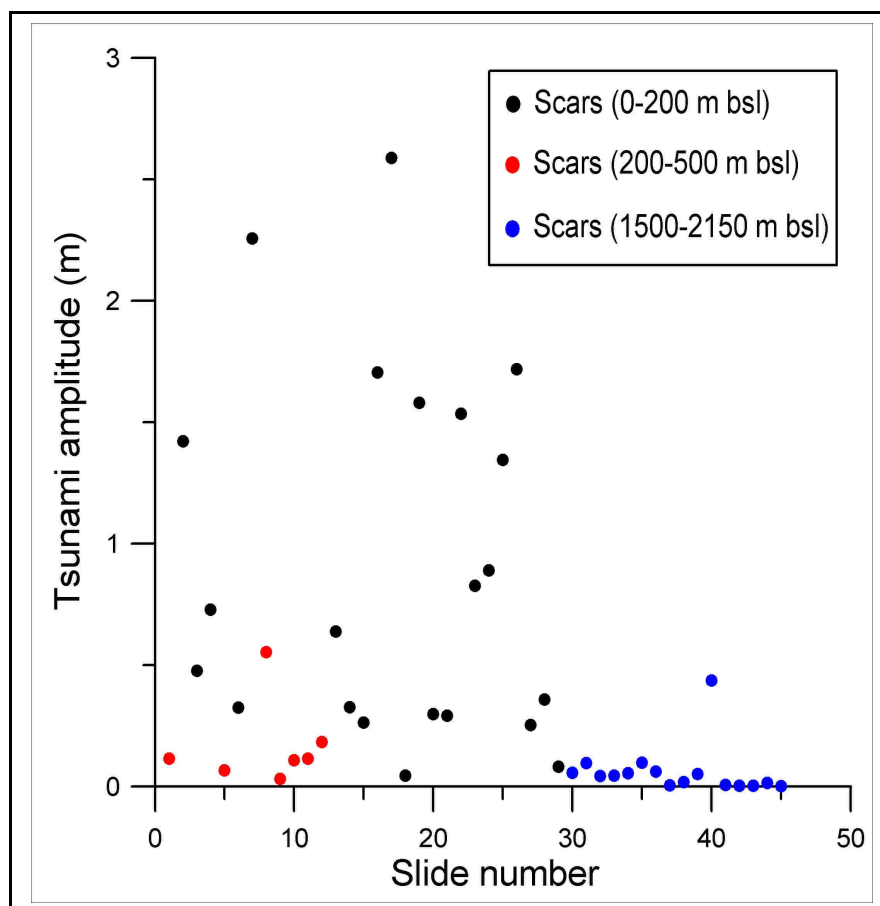


Fig. 7.16 Diagramma della massima ampiezza iniziale dell'onda di tsunami indotta dalle frane sottomarine individuate nelle porzioni sommerse di Stromboli. Il gruppo di frane localizzate tra 0-200 m di profondità presenta le più alte ampiezze d'onda.

Fig. 7.16 Plot of initial tsunami amplitude for various types of submarine slide identified on Stromboli submerged flanks. Scars located between 0-200 m bsl show the highest amplitudes.

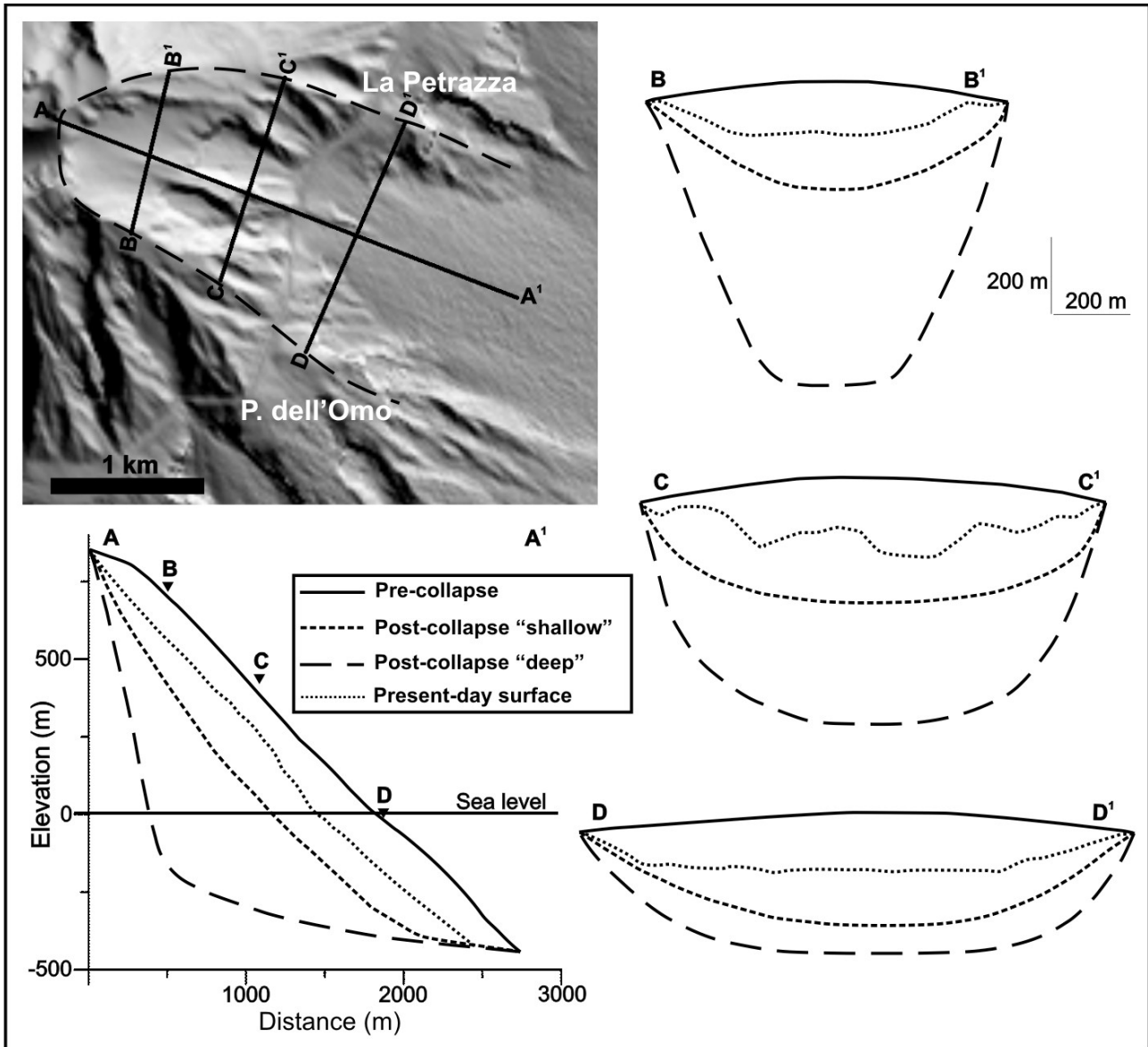


Fig. 7.17 Ricostruzione delle superfici pre- e post-collasso (sia superficiale che profonda) per l'evento di instabilità gravitativa a larga scala che ha interessato il fianco orientale dello Stromboli durante il periodo del Paleostromboli, comparate alla morfologia attuale. Le diverse superfici sono visualizzate sia in sezione longitudinale che trasversale (esagerazione verticale: 3X). Per maggiori dettagli vedi il testo ed il capitolo 4.

**Fig. 7.17 Pre- and post-collapse (shallow and deep) surfaces reconstructed for the Paleostromboli Lateral Collapse (developed on the eastern flank of Stromboli flank), imaged both in plan view and in sections and compared to the present-day surface (vertical exaggeration: 3X); for detail see text and cap. 4.**



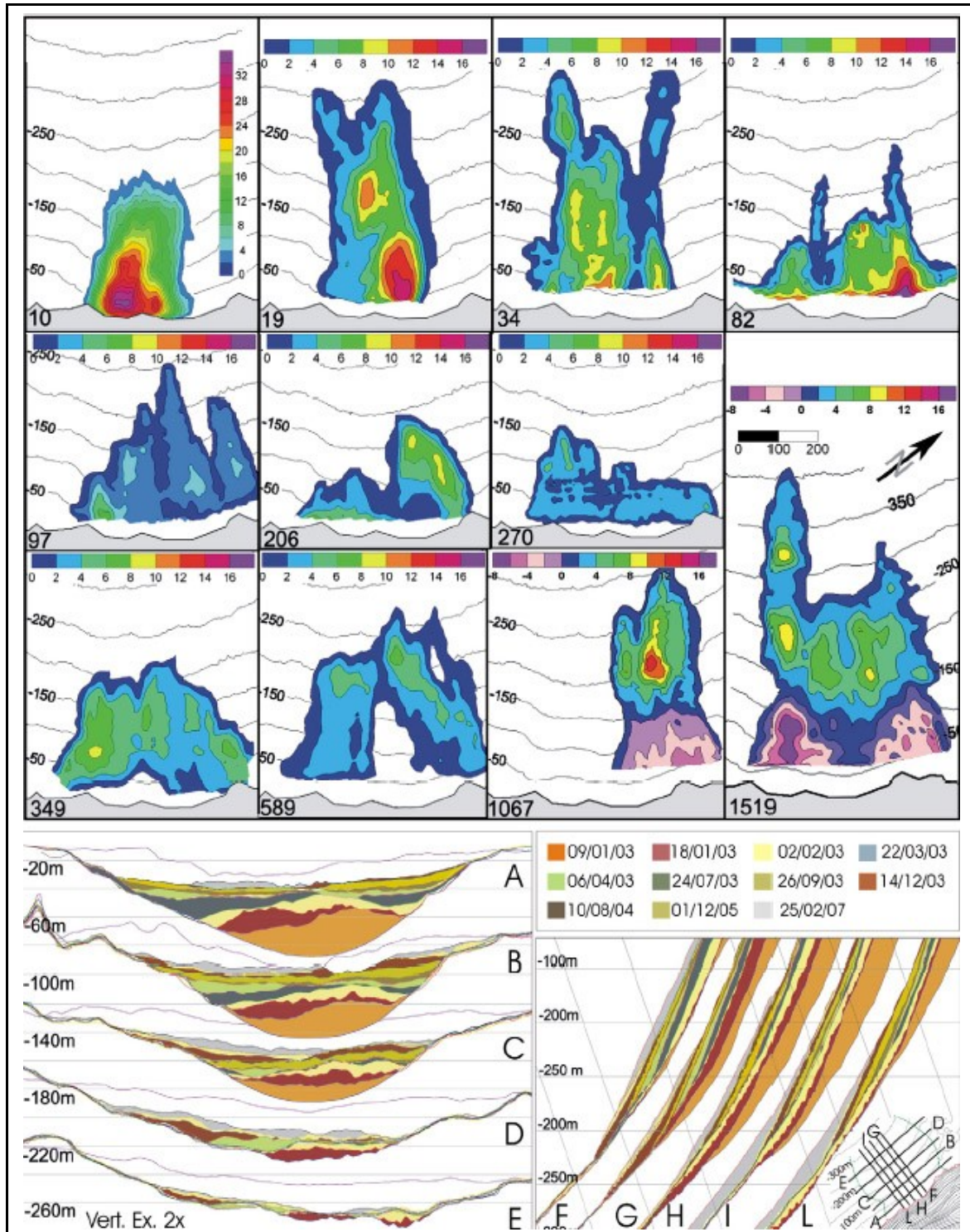


Fig. 7.18 In alto sono mostrate le mappe dei residui (valori in metri) ottenuti dalla comparazione di una serie di rilievi batimetrici acquisiti dopo l'evento di frana-maremoto del 30 dicembre 2002; i numeri si riferiscono ai giorni passati dopo l'evento. Nella parte bassa, sono presenti le sezioni trasversali (a sinistra) e longitudinali (a destra) della nicchia di frana, che ne evidenzia il progressivo riempimento (da Chiocci et al., 2008b).

Fig. 7.18. Residual maps (values in meters) from serial post-slide surveys within the slide scar; days after the 30th December 2002 slide are indicated for each map. In the lower part of the figure, parallel dip and strike sections of the SdF seafloor trough time are depicted, showing the gradual filling of the slide scar (Chiocci et al., 2008b).

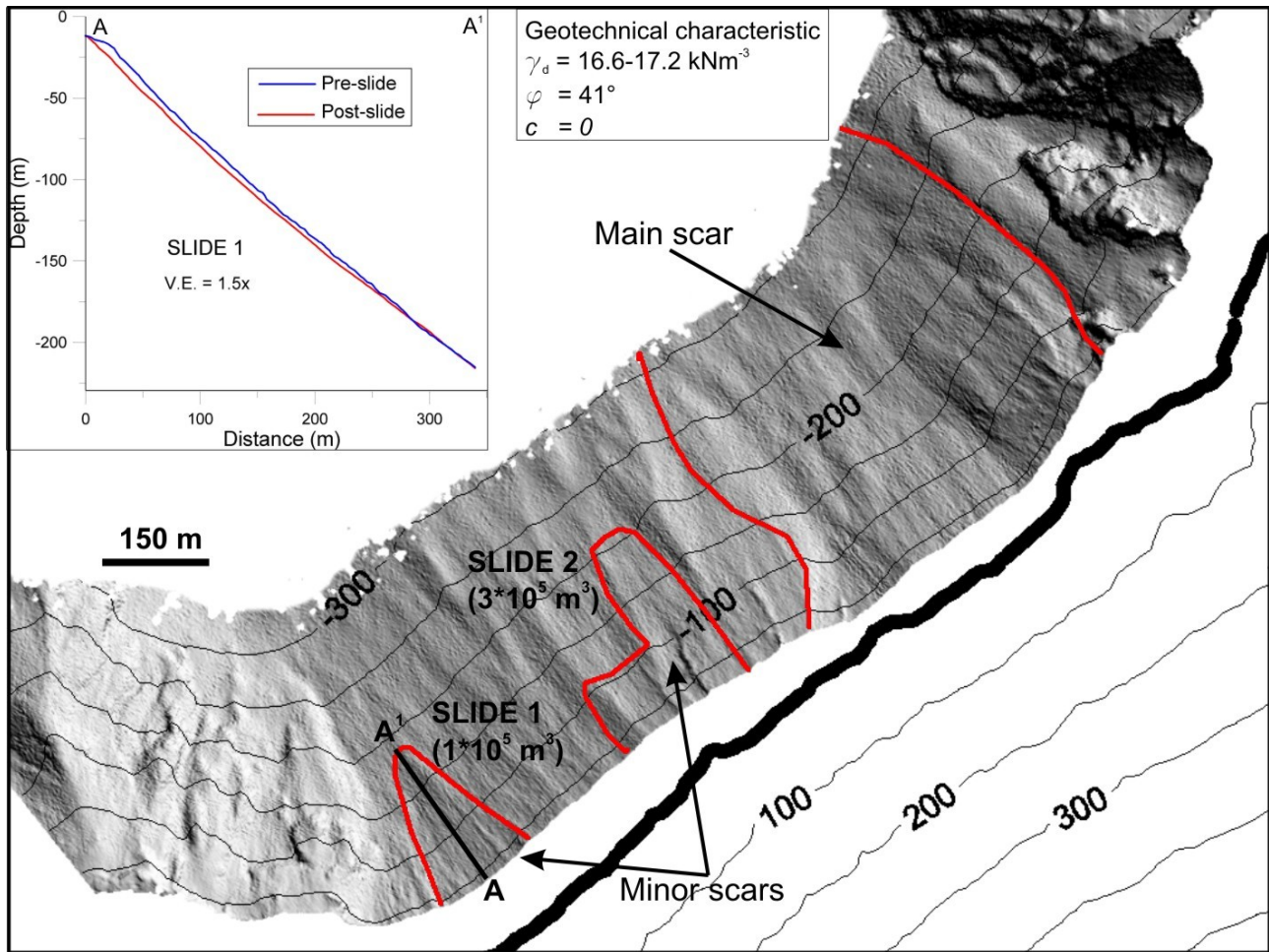
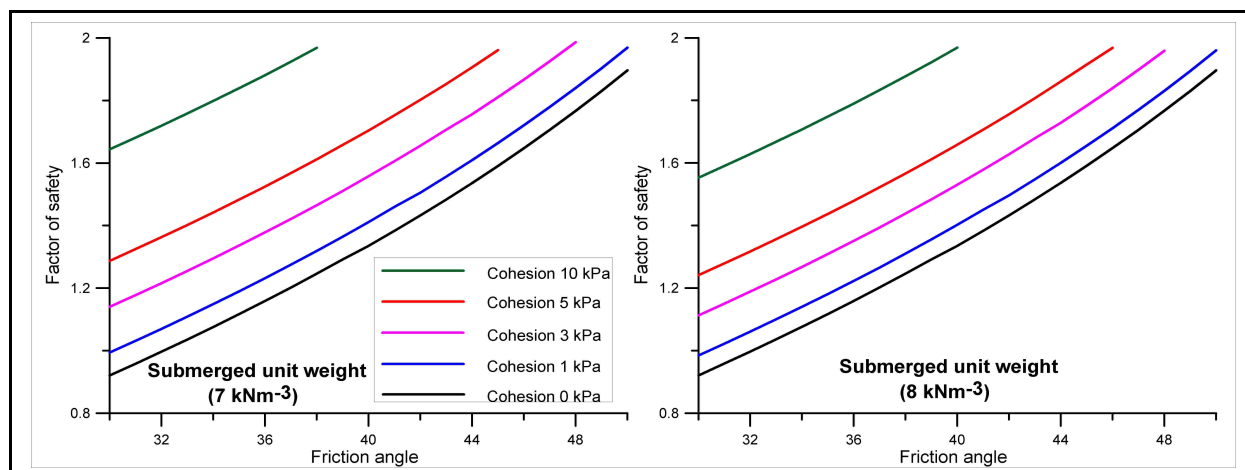


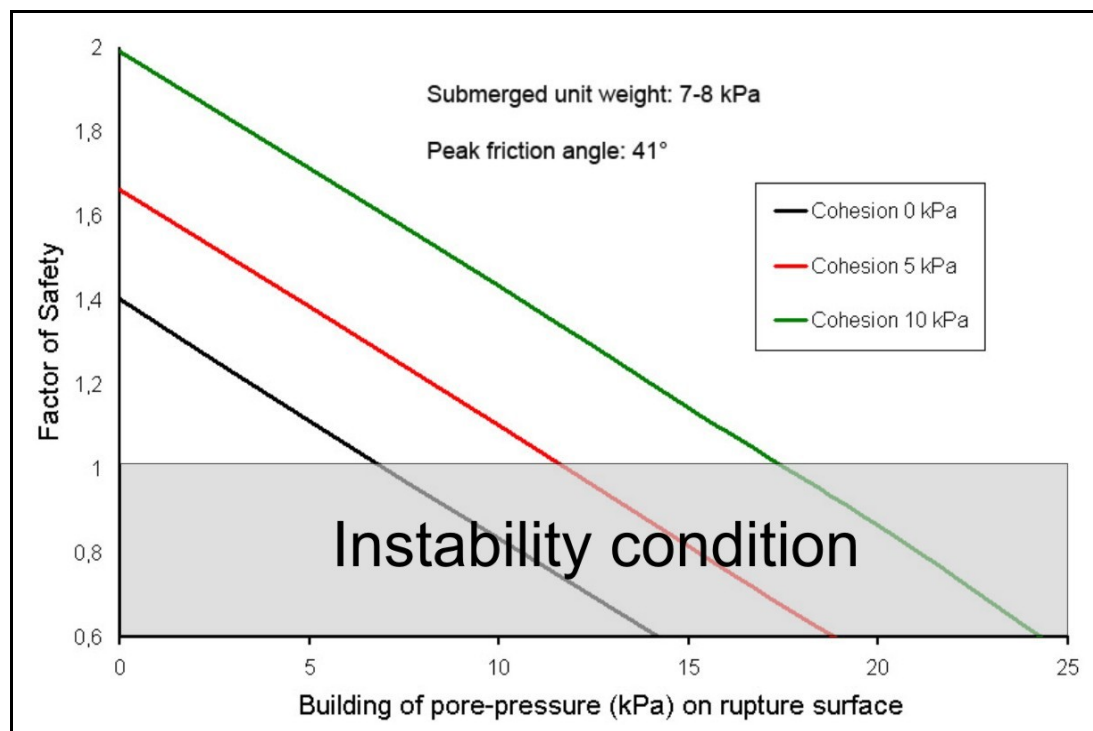
Fig. 7.19 Rilievo ombreggiato del settore costiero antistante la Sciara del Fuoco, con l'indicazione della nicchia di distacco principale (parte NE) relazionata all'evento di frana-maremoto del 30 Dicembre 2002 ed altri due minori eventi di instabilità gravitativa accaduti nella parte SW della Sciara del Fuoco sommersa; i numeri tra parentesi indicano i volumi mobilizzati dalle frane (Chiocci et al., 2008a). Nei riquadri in alto sono mostrate, rispettivamente, le sezioni longitudinali del pendio prima e dopo la rottura (sinistra) e le caratteristiche geotecniche ottenute sul materiale vulcanoclastico campionato da Boldini et al. (2005) e Tommasi et al. (2005).

Fig. 7.19 Shaded relief of the coastal sector of Sciara del Fuoco depression, with the indication of the main scar (NE part) related to landslide-tsunami event occurred on 30 December 2002 and other two minor scars (SW part); the numbers in the brackets represent the mobilized volume (Chiocci et al., 2008a). In the inset, longitudinal profiles performed on pre- and post-slide bathymetries (left), and geotechnical characteristic (right) of volcanoclastic material sampled at the foot of (subaerial) Sciara del Fuoco depression (Boldini et al., 2005, Tommasi et al., 2005).



*Fig. 7.20 Analisi di sensitività del Fattore di Sicurezza rispetto all'angolo di resistenza al taglio, a seconda del diverso valore di coesione e peso dell'unità di volume sommerso per la parte SW della Sciara del Fuoco; vedi testo per dettaglio.*

*Fig. 7.20 Sensitivity analysis performed on the Factor of Safety respect to friction angle, considering different values for cohesion and submerged unit weight for the SW part of SdF slope; see text for detail.*



*Fig. 7.21 Diagramma che mostra la diminuzione del Fattore di Sicurezza con l'aumento delle pressioni di poro sulla superficie di rottura delle frane "minori" analizzate.*

*Fig. 7.21 Diagram showing the decreasing of Factor of Safety respect with the building of pore-pressure on rupture surface for the studied minor landslides.*



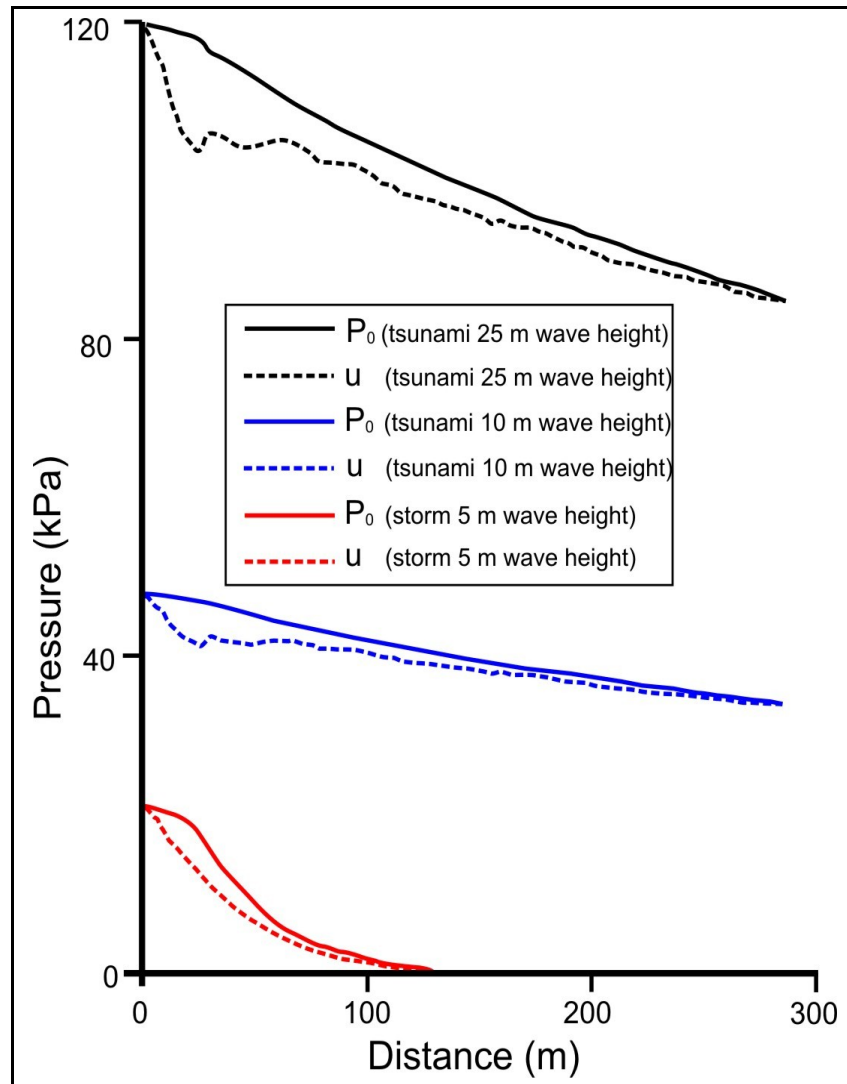


Fig. 7.22 Massima ampiezza di pressione sul fondale e relativo incremento della pressione interstiziale sulla superficie di rottura ( $u$ ) a seguito del carico esercitato rispettivamente dalle onde di tsunami indotte dall'evento di frana principale e da quelle generate nel caso delle maggiori tempeste che colpiscono l'isola di Stromboli; vedi testo per dettagli.

**Fig. 7.22** Diagram shows the computed amplitude pressure on the “pre-slide” seafloor ( $P_0$ ) and the related increased pore pressure on rupture surface ( $u$ ) due to the tsunami-wave (induced by main landslide) and storm-wave loading. See text for detail

Scars (0-2150m bsl)	W.D. h. (m)	W.D. m. (m)	Length (m)	Width (m)	H. height (m)	H. slope (°)	Scar slope (°)	Adjacent slope (°)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
Mean	708	718	239	238	40	56	23	26	0,18	3,76
Median	210	240	164	165	34	56	24	28	0,08	1,38
Standard dev.	790	755	196	179	26	18	8	11	0,28	5,93
Kurtosis	-1,51	-1,47	2,22	0,65	0,68	-0,2	-0,50	0,37	14,15	7,20
Skewness	0,62	0,63	1,59	1,21	1,15	-0,53	-0,34	-1,12	3,43	2,61
Minimum	5	14	48	45	6	11	3	3	0,002	0,01
Maximum	2140	1980	900	710	110	83	38	38	1,55	27,55
Number of cases	45	45	45	44	45	36	45	45	45	45
Scars (0-200 m bsl)	W.D. h. (m)	W.D. m. (m)	Length (m)	Width (m)	H. height (m)	H. slope (°)	Scar slope (°)	Adjacent slope (°)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
Mean	70	104	132	148	27	63	25	27	0,11	1,86
Median	80	120	105	121	27	70	26	28	0,017	0,23
Standard dev.	52	65	117	108	12	15	7	5	0	6
Kurtosis	-1,31	-0,78	13	3,63	-0,30	-0,37	-0,26	0,85	20,88	20,97
Skewness	0,04	0,18	3,35	1,95	-0,15	-0,82	-0,49	-0,72	4,52	4,54
Minimum	5	14	48	45	6	32	11	15,7	0,002	0,01
Maximum	170	240	600	471	49	83	36	36	1,55	27,55
Number of cases	22	22	22	22	22	21	22	22	22	22
Scars (200-500 m bsl)	W.D. h. (m)	W.D. m. (m)	Length (m)	Width (m)	H. height (m)	H. slope (°)	Scar slope (°)	Adjacent slope (°)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
Mean	354	418	336	146	35	52	22	29	0,21	3,16
Median	354	440	290	127	40	54	22	27	0,10	1,53
Standard dev.	111	126	172	51	13	9	3,78	3,11	0,21	3,12
Kurtosis	-1,67	-1,34	2,13	-1,19	-2,32	88	3,08	-2,22	-1,02	1,00
Skewness	-0,33	-0,59	1,33	0,50	-0,24	1,18	1,43	0,35	1,06	1,29
Minimum	210	235	150	82	19	-0,42	18	25	0,03	0,34
Maximum	480	550	670	217	49	36	30	33	0,50	8,99
Number of cases	7	7	7	7	7	66	7	7	7	7
Scars (1500-2150 m bsl)	W.D. h. (m)	W.D. m. (m)	Length (m)	Width (m)	H. height (m)	H. slope (°)	Scar slope (°)	Adjacent slope (°)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
Mean	1740	1694	343	412	60	39	20	23	0,25	6,65
Median	1685	1670	252	420	52	40	20,5	34	0,19	6,06
Standard dev.	181	226	222	175	33	17	10	17	0,22	6,15
Kurtosis	-0,36	2,89	1,13	-0,76	-1,35	-0,72	-1,17	-2,07	4,83	2,25
Skewness	0,77	-1,18	1,30	0,42	-0,08	-0,43	0,13	-0,34	2,15	1,57
Minimum	1540	1070	130	172	11	49	3	3	0,06	0,52
Maximum	2140	1980	900	710	110	11	38	38	0,90	22
Number of cases	16	16	16	16	16	60	16	16	16	16

Tab. 7.1 Principali parametri statistici calcolati per l'intera popolazione di frane individuate nelle porzioni sommerse di Stromboli e divisi per valori di profondità (0-200; 200-500; 1500-2150 m. s.l.m.); vedi testo per dettagli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, W.D. m. = profondità calcolata in corrispondenza della parte centrale della frana, H. height/slope = altezza/ pendenza della testata della frana.

Tab. 7.1 Landslide statistics for the entire population of scars identified on Stromboli submerged flanks and subdivided according to their depth (0-200; 200-500; 1500-2150 m. b.s.l.); see text for detail. W.D. h.= Water Depth to the headscarp, W.D. m = Water Depth to the middle of the failure, H.height/slope = Headscarp height/slope.

Scars (0-2150 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	0,64	1							
Width	0,78	0,72	1						
Length	0,76	0,69	0,68	1					
Headsc. height	0,55	0,44	0,5	0,4	1				
Headsc. slope	-0,37	-0,41	-0,44	-0,53	0,2	1			
Scar slope	-0,07	-0,26	-0,14	-0,29	0,38	0,76	1		
Adjacent slope	-0,12	-0,01	-0,23	-0,24	0,35	0,4	0,53	1	
Volume	0,96	0,64	0,77	0,77	0,73	-0,3	0,01	-0,01	1

Tab. 7.2 Coefficienti di correlazione dei ranghi di Spearman tra i parametri morfometrici analizzati per l'intera popolazione di frane individuate lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.

Tab. 7.2 Rank correlation coefficients (Spearman's rho) for parameters of the entire population of slope failures recognized on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.

Scars (0-200 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	0,33	1							
Width	0,66	0,29	1						
Length	0,53	0,44	0,5	1					
Headsc. height	0,56	0,33	0,49	0,18	1				
Headsc. slope	-0,04	0,13	-0,18	-0,41	0,46	1			
Scar slope	0,1	0,12	0,19	-0,02	0,62	0,65	1		
Adjacent slope	0,02	0,36	-0,15	0,09	0,2	0,38	0,52	1	
Volume	0,97	0,41	0,67	0,54	0,7	0,06	0,2	0,09	1

Tab. 7.3 Coefficienti di correlazione dei ranghi di Spearman tra i parametri morfometrici analizzati per il gruppo di frane localizzate tra 0 e 200 m s.l.m. lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.

Tab. 7.3 Rank correlation coefficients (Spearman's rho) for parameters of slope failures recognized between 0 and 200 m b.s.l. on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.

Scars (200-500 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	-0,4	1							
Width	<b>0,72</b>	0,3	1						
Length	0,36	0,6	<b>0,9</b>	1					
Headsc. height	-0,36	<b>0,6</b>	0,1	0,3	1				
Headsc. slope	-0,46	0,1	-0,4	-0,3	<b>0,8</b>	1			
Scar slope	-0,1	-0,2	-0,3	-0,4	<b>0,6</b>	<b>0,9</b>	1		
Adjacent slope	0,13	-0,1	-0,05	-0,15	<b>-0,82</b>	<b>-0,82</b>	<b>-0,72</b>	1	
Volume	<b>0,87</b>	-0,3	<b>0,7</b>	0,4	0,1	0,000	0,3	-0,36	1

Tab. 7.4 Coefficienti di correlazione dei ranghi di Spearman tra i parametri morfometrici analizzati per il gruppo di frane localizzate tra 200 e 500 m s.l.m. lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.

Tab. 7.4 Rank correlation coefficients (Spearman's rho) for parameters of slope failures recognized between 200 and 500 m b.s.l. on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.

Scars (1500-2150 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	0,05	1							
Width	<b>0,7</b>	0,44	1						
Length	<b>0,59</b>	0,44	<b>0,6</b>	1					
Headsc. height	0,41	<b>-0,5</b>	-0,1	0,26	1				
Headsc. slope	-0,31	<b>-0,57</b>	<b>-0,67</b>	-0,09	<b>0,74</b>	1			
Scar slope	-0,08	<b>-0,53</b>	<b>-0,5</b>	-0,45	0,48	<b>0,66</b>	1		
Adjacent slope	-0,3	<b>-0,73</b>	<b>-0,82</b>	<b>-0,62</b>	0,44	<b>0,7</b>	<b>0,74</b>	1	
Volume	<b>0,84</b>	-0,21	0,43	<b>0,56</b>	<b>0,78</b>	0,19	0,14	-0,01	1

Tab. 7.5 Coefficienti di correlazione dei ranghi di Spearman tra i parametri morfometrici analizzati per il gruppo di frane localizzate tra 200 e 500 m s.l.m. lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.

Tab. 7.5 Rank correlation coefficients (Spearman's rho) for parameters of slope failures recognized between 200 and 500 m b.s.l. on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.

## ***Riferimenti bibliografici***

- Ablay G., Hurlimann M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, pp 135-159.
- Acocella V., 2005. Modes of sector collapse of volcanic cones: insights from analogue experiments. *J. Geophys. Res.* 110, B02205. doi:10.1029/ 2004JB003166.
- Allen J.R.L., 1984. *Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, pp 663.
- Assier-Rzadkiewicz S., Heinrich P., Sabatier P.C., Savoye B., Bourillet J.F., 2000. Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. *Pure Appl. Geophys.* 157, pp 1717–1727.
- Baldi P., Fabris M., Marsella M., Monticelli R., 2005. Monitoring the morphological evolution of the Sciara del Fuoco during the 2002-2003 Stromboli eruption using multi-temporal photogrammetry. *Journ. Photogrammetry and Remote Sensing*, 59, 4, pp 199-211.
- Ballance P.F., Carey S., Sigurdsson H., Fryer P., 1988. Production of basaltic sediment on Kick'em Jenny submarine volcano, Lesser Antilles arc, and Central Seamount, Mariana arc (Abstract). *N.Z. Geol. Sot. Conf., Geol. Sot. N.Z. Miscell. Pub.*, 41a, pp 30.
- Barberi F., Rosi M., Sodi A., 1993. Volcanic hazard assessment at Stromboli based on review of historical data, *Acta Vulcanol.*, 3, pp 173–187.
- Bardet J.P., Synolakis C.E., Davies H.L., Imamura F., Okal E.A., 2003. Landslide tsunamis: recent findings and research directions. *Pure Appl. Geophys.* 160, pp 1793–1809.
- Baztan J., Berné S., Olivet J.L., Rabineau M., Aslanian D., Gaudin M., Réhault J.P., Canals M., 2005. Axial incision: the key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Mar. Pet. Geol.*, 22, pp. 805–826.
- Biot M.A., 1941. General theory of three dimensional consolidation. *J. Appl. Phys.*, 12, pp 155-164.
- Blondel L P., Murton B., 1996. *Handbook of seafloor sonar imagery*. (Southampton Oceanography Centre - UK). Ed. J. Wiley & Sons, Praxis, Chicester.
- Bohannon R.G., Gardner J.V., 2004. Submarine landslides of San Pedro Escarpment, southwest of Long Beach, California. *Mar. Geol.*, 203, pp 261–268.
- Boldini D., Wang F., Sassa K., Tommasi P., 2005. Mechanism of landslide causing the December 2002 tsunami at Stromboli volcano (Italy). *Landslide – Risk analysis and sustainable disaster management*, Springer Verlag, Berlin, pp 173-180.
- Booth J.S., O'Leary D.W., Popenoe P., Danforth W.W., 1993. U.S. Atlantic continental slope landslides: their distribution, general attributes, and implications. In: Schwab W.C., Lee H.J., Twichell



D.C. (Eds.), *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*, U.S. Geol. Surv. Bull., pp. 14-22.

Bosman A., 2004. Elaborazione ed integrazione di dati side scan sonar e multibeam ad alta risoluzione per lo studio di fenomeni d'instabilità gravitativa su edifici vulcanici insulari (Arcipelago Pontino, Isola d'Ischia e Isola di Stromboli). Tesi di dottorato in Geoinformazione, Università degli studi di Roma "Tor Vergata".

Bosman A., Chiocci F.L., Falese F., Martorelli E., 2008. Morfologie a rapida evoluzione alla testata di canyon sottomarini e in strutture canalizzate osservate con tecnologia Multibeam ad alta-altissima risoluzione (Calabria – Isole Eolie). Oral communication to the 84° national meeting Soc. Geol. It., Sassari 15-17 settembre 2008.

Bosman A., Chiocci F., Romagnoli C. Morpho-structural setting of 1 Stromboli volcano, revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions. Bull. Volc., in corso di accettazione

Boudon G., Le Friant A., Komorowski J.C., Deplus C., Semet M., 2007. Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence. J. Geophys. Res., 112, B08205, doi: 10.1029/2006JB004674.

Boulanger E., Konrad J.M., Locat J., Lee H.J., 1998. Cyclic behavior of Eel River sediments: a possible explanation for the paucity of submarine landslide features. Amer. Geophys. Union, San Francisco, *EOS*, Abstract.

Bouma A.H., Kuenen P. H., Shepard F.P., 1962. Sedimentology of some Flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Book, Amsterdam : Elsevier Publishing.

Bryn P., Solheim A., Berg K., Lien R., Forsberg C.F., Haflidason H., Ottesen D., Rise L., 2003. The Storegga Slide Complex; Repeated Large Scale Sliding in Response to Climatic Cyclicality. In Submarine Mass Movements and their consequences, J. Locat and J. Mienert (editors), Kluwer Pub pp 215-222.

Bulmer M.H., Guest J.E., 1996. Modified volcano domes and associated debris apron on Venus. In: Volcano instability: a review of contemporary themes. Geological Society, London, Special Publications; 110, pp 307-348.

Calanchi N., Romagnoli C., Rossi P.L., 1995. Morphostructural features and some petrochemical data from the submerged area around Alicudi and Filicudi volcanic islands (Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea). Marine Geology, 123, pp 215-238.

Canals, M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J.L., Mienert J., Cattaneo A., De Batist M., Haflidason H., Imbo J., Laberg J.S., Locat J., Long D., Longva O., Masson D.G., Sultan N., Trincardi F., Bryn P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. Mar. Geol. 213, pp 9-72.

Carey S., 2000. Volcaniclastic sedimentation around island arcs. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press, San Diego, pp 627-642.

- Carracedo J.C., 1996. Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: Hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends?. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 72, pp. 151–162.
- Cas R.A.F., Wright J.V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Chapman and Hall, London, pp 528.
- Cave J., Guest J. E., Bulmer M., 1994. Slope instability on Elysium Mons & other martian volcanoes. In: *Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. The Geological Society of London, 1994.
- Chadwick J.W., Embley R.W., Johnson P.D., Merle S.G., Ristau S., Bobbitt A., 2005. The submarine flanks of Anatahan Volcano, commonwealth of the Northern Mariana Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, pp 8 – 25.
- Chaytor J. D., Ten Brink U.S., Solow A.R., Andrews B.D., 2008 *Marine Geology*. doi:10.1016/j.margeo.2008.08.007.
- Chiocci F.L., Esu F., Tommasi P., Chiappa, V., 1996. Stability of the submarine slope of the Tiber River delta. In: K. Senneset (Editor), *Landslides: 7th International Symposium on Landslides*, Trondheim, pp. 521-526.
- Chiocci F.L., Romagnoli C., 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie. *Mem. Descr. della Carta Geologica d' Italia* 58, pp. 81-114.
- Chiocci F.L., DeAlteriis G., 2006. The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse. *Terra Nova* 18, 3, pp 202-209.
- Chiocci F.L., Romagnoli C., Bosman A., Calarco M., Casalbore D., Coltelli M., Del Deo C., 2007. “Genesis and characters of the submerged lava delta built during the 2007 eruption in Stromboli Volcano, Aeolian Islands”. Oral communication VII FIST meeting, 9-11 september.
- Chiocci F.L., Romagnoli C., Tommasi P., Bosman A., 2008a. Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JB005172.
- Chiocci F.L., Romagnoli C., Bosman A., 2008b. Morphologic resilience and depositional processes due to the rapid evolution of the submerged Sciara del Fuoco (Stromboli Island) after the December 2002 submarine slide and tsunامي. *Geomorphology*, 100, 3-4, pp 356-365.
- Cicala A., 2000. Guida alla meteorologia delle Isole Eolie. Aldo Natali (ed), Lipari (Me), pp 150.
- Clague D.A., Derlinger R.P., 1994. Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volcanol.* 56, pp 425-434.
- Clague D.A., Moore J.G., 2002. The proximal part of the giant submarine Wailau landslide, Molokai, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Resources*, 113, pp 259–287.
- Clouard V., Bonneville A., Gillot P.Y., 2001. A giant landslide on the southern flank of Tahiti Island, French Polynesia. *Geophysical Research Letters*, 28, 11, pp 2253-2256.

- Collot J.-Y., Lewis K., Lamarche G., Lallemand S., 2001. The giant Ruatoria avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: result of oblique seamount subduction. *J. Geophys. Res.*, 106, pp 19271–19297.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1988. Mass wasting on continental margins. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, pp 101–119.
- Coleman J. M., Prior D. B., Garrison L. E, Lee H. J., 1993. Slope failures in an area of high sedimentation rate: offshore Mississippi River Delta. *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. EEZ*. Schwab, W. C., Lee, H. J. and Twichell, D. C. 2002, pp 79-91.
- Coombs M.L., White S.M., Scholl D.W., 2007. Massive edifice failure at Aleutian Arc volcanoes. *Earth Planet. Sci Lett.*, doi: 10.1016/j.epsl.2007.01.030.
- Corazzato C., Francalanci F., Menna M., Petrone C.M., Renzulli A., Tibaldi A., Vezzoli L., 2008. What controls sheet intrusion in volcanoes? Structure and petrology of the Stromboli sheet complex, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173, pp 26–54.
- Cortés J.A., Wilson M., Condcliffe E., Francalanci F., Chertkoff D.G., 2005. The evolution of the magmatic system of Stromboli volcano during the Vancori period (26-13 ky). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, pp 1-38
- Coulomb, C. A. (1776). *Essai sur une application des regles des maximis et minimis a quelques problemes de statique relatifs, a la architecture*. Mem. Acad. Roy. Div. Sav., vol. 7, pp. 343–387.
- Crosta G.B., Frattini P., Agliardi F., Andreolli M., Blikra L.H.. Modelling rockfall hazard in the Storfjorden area, western Norway. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 06437, EGU 2007
- Crumpler L. S., Head J. W., Aubele J. C. (1996). Calderas on Mars: characteristics, structure, and associated flank deformation. In: *Volcano instability: a review of contemporary themes*. Geological Society, London, Special Publications, 110, pp 307-348.
- Dade W.B., Huppert H.E., 1998. Long-runout rockfalls. *Geology* 26, pp 803–806.
- Dasgupta P., 2003. Sediment gravity flow: the conceptual problems. *Earth-Science Reviews* 62, pp 265–281.
- Davies T.R.H., 1982. Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization. *Rock Mech.* 15, pp 9 –24.
- Davis J.C., 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*. Wiley & Sons, New York, p. 646.
- Deplus C., Le Friant A., Boudon G., Komorowski J. C., Villemant B., Harford C., Ségoufin J., Cheminée J.L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth Plan. Sci. Letts.* 192, pp 145-157.

De Vries B.V., Francis P.W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature* 387, pp 387–390.

Di Roberto A., 2006. Depositi torbidity cogenetici a frane oloceniche del vulcano di Stromboli: implicazioni per la mitigazione del rischio derivante da tsunami. Tesi di dottorato in Modellistica Fisica per la Protezione dell'Ambiente, Università di Bologna.

Di Roberto A., Bertagnini A., Pompilio M., Gamberi F., Marani M. P., Rosi A. M., 2008. Newly discovered submarine flank eruption at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L16310, doi:10.1029/2008GL034824.

Donnadieu F., Merle O., Besson J.C., 2001. Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bull. Volcanol.* 63, pp 61–72.

Dott R. H., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bulletin*, 47, 1, pp 104-128

Duffield W.A., Stieltjes L., Varet J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, 12, pp 147-160.  
Dufresne A., Davies T.R., 2009. Longitudinal ridges in mass movement deposits. *Geomorphology*, 105, 3-4, pp 171-181.

Elverhøi A., Harbitz C.B., Dimakis P., Mohrig D., Marr J., Parker, G., 2000. On the dynamics of subaqueous debris flows. *Oceanography*, 13, pp 109-117.

Ethridge F.G., Wescott W.A., 1984. Tectonic setting: Recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits. In: Koster, E.H. and Steel, R.J., Editors, 1984. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates Mem. Can. Soc. Pet. Geol.* 10, pp 217–235.

Falsaperla S., Spampinato S., 1999. Tectonic seismicity at Stromboli volcano (Italy) from historical data and seismic records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, pp 425–437.

Finizola, A., Sortino, F., Lénat, J.F., Valenza, M., 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO<sub>2</sub> surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, pp 1-18.

Fisher R.V., 1984. Submarine volcanoclastic rocks. In: B.P. Kokelaar and M.F. Howells (Editors), *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 16, pp 5-27.

Fisher R.V., Schmincke H-U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp 472.

Folk R.L., Ward C.W., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1, pp 3-26.

Francis P., Self S., 1987. Collapsing volcanoes. *Scientific American*, 256, pp 72–90.

Francis P., Wells, A., 1988. LANDSAT thematic mapper observations of debris avalanche deposits in the central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 50, pp 258–278.

- Francis, P.W., 1993. *Volcanoes: a planetary perspective*. Oxford: Clarendon, pp 452.
- Francis P.W., 1994. Large volcanic debris avalanche in the central Andes. In: *Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, The Geological Society of London.
- Frey-Martinez J., Cartwright J., James D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: a 3D seismic characterization. *Mar. Petrol. Geol.*, 23, pp 585–604.
- Funck T., Schmincke H-U., 1998. Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *J. Geophys. Res.*, 103, pp 393-407.
- Gabbianelli G., Romagnoli C., Rossi P.L., Calanchi N., 1993. Marine geology of the Panarea-Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanol.* 3, pp 11-20.
- Gamberi F., 2001. Volcanic facies associations in a modern volcanoclastic apron (Lipari and Vulcano offshore, Aeolian Island Arc). *Bull. Volcanol.*, 63, pp 264–273.
- Gamberi F., Marani M., Landuzzi V., Magagnoli A., Penitenti D., Rosi M., Bertagnini A., Di Roberto A., 2006. Sedimentologic and volcanologic investigation of the deep Tyrrhenian Sea: Preliminary result of cruise VST02, *Ann. Geophys.*, 49, 2– 3, pp 767– 781.
- Gamberi F., Marani M., 2007. Downstream evolution of the Stromboli slope valley (southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 243, pp 180–199.
- Gani M.R., 2004. From Turbid to Lucid: A Straightforward Approach to Sediment Gravity Flows and Their Deposits. *The sedimentary record*, 2, 3, pp 4-8.
- Gardner J.V., Kidd R.B., 1983. Sedimentary processes on the Iberian Continental margin viewed by long range side scan sonar. *Oceanologica Acta*, 6, 3, pp 245-254.
- Gatmiri, B., 1990. A simplified finite element analysis of wave-induced effective stress and pore pressures in permeable sea beds. *Geotechnique* 40, pp 15–30.
- Gee M.J.R., Gawthorpe R.L., Friedmann S.J., 2006. Triggering and evolution of a giant submarine landslide, Offshore Angola, revealed by 3d seismic stratigraphy and geomorphology. *Journal of Sedimentary Research* 76, 1, pp 9–19.
- Gillot P.Y., Keller J., 1993. Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanol.* 3, 691, pp 69-77.
- Glicken H., 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches, in *SEPM Special Pub* 45, pp 99-106
- Glicken H., 1996. *Rockslide-Debris Avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano*, USGS Open-File Report 96677. USGS, Washington, pp 1–90.

- Glimsdal S., Pedersen G.K., Atakan K., Harbitz C.B., Langtangen H.P., Løvholt, F., 2006. Propagation of the Dec. 26 2004 Indian Ocean Tsunami: effects of dispersion and source characteristics. *International Journal of Fluid Mechanics Research*, 33, 1.
- Graziani L., Maramai A., Tinti S., 2006. A revision of the 1783–1784 Calabrian (southern Italy) tsunamis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, pp 1053–1060.
- Grilli, S.T., Watts, P., 1999. Modelling of waves generated by a moving submerged body. Applications to underwater landslides. *Eng. Anal. Bound. Elem.* 23, pp 645–656.
- Grilli S.T., Watts P., 2005. Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 131, pp 283-297.
- Guest J.E., Bulmer M.H., Beratan K., Michaels G., Saunders S., 1992. Gravitational collapse of the margins of volcanic domes on Venus. *Lunar and Planetary Sciences*, 23, pp 461-462.
- Hampton M. A., Lee H. J., Locat J., 1996. Submarine landslides. *Rev. Geophys.* 34, pp 33–59.
- Harbitz C.B. 1992: Model simulations of tsunamis generated by the Storegga slides. *Marine Geology* 105, pp1-21.
- Harbitz C.B., Løvholt F., Pedersen G., Masson, D.G., 2006. Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review. *Norwegian Journal of Geology*, 86, pp 255-264.
- Haugen K.B., Lovholt F., Harbitz C. B., 2005. Fundamental mechanisms for tsunami generation by submarine flows in idealised geometries. *Mar. Pet. Geol.* 22, pp 209–217.
- Holcomb R.T., Searle R.C., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, 10, pp 19-32.
- Hornig-Kjarsgaard I., Keller J., Koberski U., Stadlbauer E., Francalanci L., Lenhart R., 1993. Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian arc, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, pp 21-68.
- Howard K.E., 1973. Avalanche mode of motion: implications from lunar examples. *Science* 180, pp 1052–1055.
- Hsu K., 1975. On sturzstroms-catastrophic debris streams generated by rockfalls, *GSA Bull.*, 86, pp 129– 140.
- Huhnerbach V., Masson D.G., COSTA project partners, 2004. Landslides in the north Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. *Mar. Geol.*, 213, pp 343-362.

- Hurlimann M., García, J., Ledesma A., 1999. Causes and mobility of large volcanic landslides: application to the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, pp. 121-134.
- Hurlimann M., Ledesma A., Marti J., 2001. Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands. *Engineering Geology* 59, pp 115-132.
- Hurlimann M., Ledesma A., 2003. Giant mass movements in volcanic islands: the case of Tenerife. Occurrence and mechanisms of flow-like landslides in natural slopes and earthfills, Sorrento, pp. 105-115.
- Jaeger H.M., Nagel S.R., Behringer R.O., 1996. The physics of granular materials. *Phys. Today*, 49, pp 32-36.
- Johnson, A.M., 1970. Physical Processes. In *Geology*. Freeman, Cooper & Company, San Francisco, pp 557.
- Johnson R.W., 1987. Large-scale volcanic cone collapse: the 1888 slope failure of Ritter volcano, and other example from Papua New Guinea, *Bull. Volcanol.* 49, pp 669-679.
- Kano K., Yamaoto T., Takeuchi K., 1993. A Miocene island-arc volcanic seamount: the Takashibiyama Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59, pp 101-119.
- Keating B.H., McGuire W.J., 2000. Island edifice failures and associated tsunami hazards, *Pure Applied Geophysics*, 157, pp 899-955.
- Keller J., Hornig-Kjarsgaard I., Koberski U., Stadlbauer E., Lenhart R., 1993. Geological map of the island of Stromboli - Scale 1:10,000, *Acta Vulcanol.*, 3, (Appendix).
- Kessler L.G., Bedard J.H., 2000. Epiclastic volcanic debrites-evidence of flow transformations between avalanche and debris flow processes, Middle Ordovician, Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada. *Precambrian Res.*, 101, pp 135-161.
- Kidd R.B., Lucchi R.G., Gee, M., Woodside J.M., 1998. Sedimentary processes in the Stromboli Canyon and Marsili Basin, SE Tyrrhenian Sea: results from sidescan sonar surveys. *Geo-Mar. Lett.*, 18, pp 146-154.
- Kneller, B.C., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47, pp 62-94.
- Kokelaar B.P., Durant G.P., 1983. The submarine eruption and erosion of Surtla (Surtsey), Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 19, 3-4, pp 239-246.
- Kokelaar B.P., Romagnoli C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast-population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volcanol.* 57, pp 240-262.

- Krastel S., Schmincke H-U., Jacobs C.L., Rihm, R., Le Bas T.P., Alibés B., 2001a. Submarine landslides around the Canary Islands. *J.Geophys. Res.*, 106, pp 3977-3997.
- Krastel S., Schmincke H-U., Jacobs 2001b. Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. *Geo-Marine Letters*, 20, pp 160-167.
- Krumbein W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of sedimentary petrology*, 11, 2, pp 64-72.
- Kvalstad T.J., Andresen L., Forsberg C.F., Berg K., Bryn P., Wangen M., 2005. The Storegga Slide: Evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1-2, pp 245-256
- Kokelaar P., Romagnoli C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull Volcanol.*, 57, pp 240-262
- Inokuchi, T., 1988. Gigantic Landslides and Debris Avalanches on Volcanoes in Japan - Case Studies on Bandai, Chokai and Iwate Volcanoes - Bosai Kagaku Gijutsu Kenkyujo Kenkyu Hokoku, Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, pp. 163-275.
- Ishihara K., Yamazaki A., 1984. Analysis of wave-induced liquefaction in seabed deposits of sand. *Soils and foundations*, 24, 3, pp 85-100.
- Istituto Idrografico della Marina 1980. Il vento e lo stato del mare lungo le coste italiane e dell'Adriatico, 2.Genova, Italy.
- Iverson R.M., 1997. The Physics of Debris Flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 3, pp 245-296.
- Iverson R. M., 2001. Mechanical differences between subaerial and subaqueous mass movements. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #H22G-01
- Labazuy P. 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), in: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, Geological Society Special Publication, London, 110, pp 295-306.
- Lagmay, A.M.F., Van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Pyle D.M., 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bulletin of Volcanology* 62, pp 331–346.
- Lagmay A.M.F., Valdivia W., 2006. Regional stress influence on the opening direction of crater amphitheaters in Southeast Asian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, pp 139–150.
- Laiolo M., Cigolini C., 2006. Mafic and ultramafic xenoliths in San Bartolo lava fields: new insight on the ascent and storage of Strombolian magmas. *Bull. Vulcanol.* 68, 7-8, pp 653-670.
- Lastras G., Canals M., Amblas D., Ivanov M., Dennielou B., Droz L., Akhmetzhanov A., TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Party, 2006. Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes. *Geo-Mar Letters*, 26, pp 225–233.



- Le Bas T.P., Mason D.C., Millard N.W., 1995. TOBI Image Processing: The State of the Art, *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 20, pp 85–93.
- Le Bas T.P., Mason D.C., 1997. Automatic Registration of TOBI Side-Scan Sonar and Multi-Beam Bathymetry Images for Improved Data Fusion. *Mar. Geophys. Res.*, 19, pp 163–176.
- Lee H.J., Syvitski J.P.M., Parker G., Orange D., Locat J., Hutton E.W.H., Imran J., 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the “Humboldt slide”, and modelling results. *Mar. Geol.* 192, 1, pp 79-104.
- Lee S.H., Chough S.K., Back G.G., Kim, Y.B., 2002. Chirp (2–7 kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: styles of mass movement and sediment gravity flow. *Mar. Geol.*, 184, 227–247.
- Le Friant A., Boudon G., Deplus C., Villemant B., 2003. Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 108, 2055, doi: 10.1029/2001JB001624.
- Le Friant A., Harford C. L., Deplus C., Boudon G., Sparks R. S. J., Herd R. A., Komorowski J.C., 2004. Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): Importance of flank collapse and erosional processes, *J. Geol. Soc. London*, 161, pp 147 – 160.
- Legros G., 2002. The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63, pp 301– 331
- Lenat J.F., Vincent P., Bachelery P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): Structural and geomorphological, interpretation from seabeam mapping, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36, pp 1-36.
- Leroueil, S., Vaunat, J., Picarelli, L., Locat, J., Lee, H., and Faure, R. 1996. Geotechnical characterization of slope movements. *In* Proceedings of the International Symposium on Landslides, Trondheim, 1, pp 53–74.
- Leyrit H., 2000. Flank collapse and debris avalanche deposits. In: *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*, pp 111-130.
- Limonov AF, Kenyon NH, Ivanov MK, Woodside JM, 1995. Deep-sea depositional systems of the Western Mediterranean and mud volcanism on the Mediterranean Ridge. *Unesco Rep in marine science*, 67, pp 53-61.
- Lindberg B., Laberg J.S., Vorren T.O., 2004. The Nyk Slide morphology, progression, and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway. *Mar Geol* 213, pp 277–289.
- Lipman P. W., Mullineaux D., 1981. The 1980 eruptions of Mount St Helens. *US Geological Survey Professional Paper*, pp 1250.
- Lipman P.W., Normark W.R., Moore J.G., Wilson J.B., Gutmacher C.E., 1988. The giant submarine Alikā debris slide, Mauna Loa, Hawai’i. *J. Geophys. Res.* 93, pp 4279-4299.

- Locat, J., Lee, H., 2000. Submarine landslides: Advances and challenges. *Canadian geotechnical journal*, 39, 1, pp 193-212.
- Locat J., Lee H.J., Locat P., Imran J., 2004. Numerical analysis of the mobility of the Palos Verdes debris avalanche, California, and its implication for the generation of tsunamis. *Mar. Geol.* 203, pp 269–280.
- Locat J., Locat P., Locat A., Leroueil S., 2006. Linking geotechnical and rheological properties of a submarine mudflow deposit, and its source material, for mobility analysis: the case of the Pointe-du-Fort slide, Saugénay Fjord, Quebec. Abstract presented at AGU.
- Longva O., Janbu N., Blikra L.H., Boe R., 2003. The 1996 Finneidfjord Slide, seafloor failure and slide dynamics. In: Locat J., Mienert, J. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands, pp. 531– 538.
- Lovholt F., Harbitz C.B., Haugen K.B., 2005. A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway. *Marine and Petroleum Geology* 22, pp 219-231.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal Sed. Petrology*, 52, pp 279-297.
- Lucchi F., Tranne C.A., Calanchi N., Rossi P.L., 2007. Late Quaternary deformation history of the volcanic edifice of Panarea, Aeolian Arc, Italy. *Bullettin of Volcanology*, 69, 3, pp 239-257.
- Lynett P.J., Borrero J.C., Liu P.L.F., Synolakis C.E., 2003. Field survey and numerical simulations: a review of the 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure Appl. Geophys.* 160, pp 2119–2146.
- Madsen O.S., 1978. Wave-induced pore pressure and effective stresses in porous bed. *Geotechnique*, 28, pp 377-393.
- Major J.J., Iverson R.M., 1999. Debris-flow deposition: effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin* 111, pp 1424–1434.
- Marani M., Gamberi F., Bonatti E., 2004. From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian backarc basin. *Mem. Descr. Carta geol. d'Italia*, Vol. LXIV.
- Marani M.P., Gamberi F., Rosi M., Bertagnini A., Di Roberto A., 2008. Subaqueous density flow processes and deposits of an island volcano landslide (Stromboli Island, Italy). doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.01043.
- Massari F., 1984. Resedimented conglomerates of a Miocene fan-delta complex, Southern Alps, Italy. In: E.H. Koster and R.J. Steel, Editors, *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, Can. Soc. Petr. Geol., Mem., 10, pp. 259–278.
- Massimiliano Puleio, 2006. Processi deposizionali sui versanti sommersi di Stromboli da analisi integrata di dati geofisici e campionamenti. Tesi di Laurea, Università di Roma, La Sapienza.

- Masson D.G., Kenyon N. H., Weaver P.P.E., 1996. Slides, debris flows and turbidity currents. In C.P. Summerhayes, S.A. Thorpe (Eds.), *Oceanography. An Illustrated Guide*, pp 136-151.
- Masson D. G., Watts A. B., Gee M. J. R., Urgeles R., Mitchell N. C., Le Bas T. P. and Canals M. 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1-2, pp 1-35.
- Masson D.G., Harbitz C.B., Wynn R.B, Pedersen G., Lovholt F. 2006. Submarine Landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 364, pp 2009-2039.
- Masson D.G., Le Bas T.P., Grevemeyer I., Weinrebe W., 2008. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q07015, doi:10.1029/2008GC001983.
- McAdoo B.G., Pratson L.F., Orange D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169, pp 103–136.
- McAdoo B.G., Watts P., 2004. Tsunami hazard from submarine landslides on the Oregon continental slope. *Mar. Geol.* 203, pp 235–245.
- McGuire W.J., Saunders S.J., Pullen A.D., 1993. Rifting at Mount Etna. *Wovo News*, 4, pp 16-18.
- McGuire W.J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes Geological Society, London, Special Publications, 110, pp 1-23.
- McGuire W.J., 2003, Volcano instability and lateral collapse. *Revista*, 1, pp 33-45.
- McMurtry G.M., Watts P., Fryer G.J., Smith J.R., Imamura, 2003, Giant Landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology*, 203, pp 219-233.
- McPhie J., 1995. A Pliocene shoaling basaltic seamount: Ba Volcanic Group at Rakiraki, Fiji. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, pp 193-210.
- MEDAR Group, 2002. MEDATLAS/2002 database. Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and bio-chemical parameters. Climatological atlas. IFREMER editions (4 CD ROM).
- Melosh H.J., 1979. Acoustic fluidization - a new geologic process? *J. Geophys. Res.* 84, pp 7513–7520.
- Menard H.W., 1956. Archipelagic aprons. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 40, pp 2195-2210.
- Meunier, M. 1993. Classification of streams flows. *In Proceedings of the Pierre Beghin International Workshop on Rapid Gravitational Mass Movements*, CEMAGREF, Grenoble, France, pp 231–236.
- Micallef A., Berndt C., Masson D.G., Stow D.A.V., 2008. Scale invariant characteristics of the Storegga Slide and implications for large-scale submarine mass movements. *Mar. Geol.* 247, pp 46-60.

- Middleton G.V., Hampton M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *Sedimentary Petrology*, pp 1-38.
- Middleton G.V., Hampton M. A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In *Marine Transport and Environmental Management*, D.J. Stanley e D.J.P. Swift (eds), New York, Wiley, pp 197-218.
- Mitchell N. C., Masson D. G, Watts A. B., Gee M.J.R., Urgeles R., 2002. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, pp 83-107.
- Mitchell N. C., Beier C., Rosin P.L., Quartau R., Tempera F., 2008. Lava penetrating water: Submarine lava flows around the coasts of Pico Island, Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Q03024, doi:10.1029/2007GC001725.
- Mohrig D., Whipple K.X., Hondzo M., Ellis C., Parker G., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *GSA Bull.* 110, pp 387-394.
- Moore, D. G. 1977. Submarine slides. In *Rockslides and Avalanches*, Dev. Geotech. Eng. (B. Voight) editor, 1, Elsevier, pp 563-604.
- Moore J.G., Clague D.A., Holcomb R.T., Lipman P.W., Normark W.R., Torresan M.E., 1989. Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *J. Geophys. Res.* 94, pp 17465-17484.
- Moore J.G., Normark W.R., Holcomb R.T., 1994. Giant Hawaiian Landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, pp 119-144.
- Moore J.G., Chadwick J.W.W., 1995. Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii. *Geophysical Monograph* 92, 21-44.
- Morelli C., Giese P., Cassinis R., Colombi B., Guerra I., Luongo S., Scarascia G., Shutte K.G., 1975. Crustal structure of Southern Italy. A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicily. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 18, pp 183-210.
- Morgenstern N.R., Price V.E., 1965. The analysis of the stability of general slip surfaces. *Geotechnique* 15, 1, pp 79-93.
- Morgenstern N.R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: Richards A. (Ed.). *Marine Geotechnique*, University of Illinois Press, Urbana, pp. 189-210.
- Moriya, I., 1980. Bandaian eruption and landforms associated with it: collection of articles in memory of retirement of Prof. K. Hishimura, vol. 66, pp 214-219.
- Mulder T., Choconat P., 1996, Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, 66, pp 43-57
- Mulder T., Alexander J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* , 48, 2, pp 269-298.

- Murty T.S., 2003. Tsunami Wave Height Dependence on Landslide Volume. *Pure appl. geophys.* 160, pp 2147–2153.
- Nakamura K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, pp 1-16.
- Nakamura K., 1980. Why do long rift zones develop in Hawaiian volcanoes? A possible role of thick oceanic sediments. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 25, pp 255-269.
- Nappi G., Capaccioni B., Biagiotti F., Vaselli O., 1999. Upper pyroclastic sequence of the Scari formation: a paroxistic eruption from Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy). *Acta vulcanologica*, 2, 11, pp 259-264.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: Coarse grained deltas (Eds. A. Colella and D.B. Prior). *Spec Publ. int. Ass. Sediment.* 10, pp 29-74.
- Norem H., Locat J., Schieldrop B., 1990. An approach to the physics and the modelling of submarine flowslides. *Marine Geotechnology* 9, pp 93-111.
- Normark W.R., Hess G.R., Stow D.A.V., Bowen A.J., 1980. Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. *Mar. Geol.* 37, pp 1-18.
- Normark W.R., McGann M., Sliter R. 2004. Age of Palos Verdes submarine debris avalanche, southern California. *Mar. Geol.*, 203, pp 247–259.
- Oehler J.F., Labazuy P., Lénat J.F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volcanol.* 66, pp 585-598.
- Oehler J.F., van Wyk de Vries B., Labazuy P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc-shield volcanoes on low strength layers (LSLs): an analogue modeling approach. *J. Volcanol Geotherm Res.* 144, pp 169–189.
- Oehler J.F., Lénat J.F., Labazuy P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bull. Volcanol.* 70, pp 717-742.
- Okal E.A., Synolakis C.E., 2003. Field Survey and Numerical Simulations: A Theoretical Comparison of Tsunamis from Dislocations and Landslides. *Pure and Applied Geophysics* 160, pp 2177-2188.
- Okal E.A., Synolakis C.E., 2004. Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophys. J. Int.* 158, pp 899–912.
- Ollier G., Cochonat P., Lenat J.F., Labazuy P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *Sedimentology*, 45, pp 293–330.
- Orton G.J., 1996. Volcanic environments. In: Reading HG (ed) *Sedimentary environments*. Blackwell, Oxford, pp 485–567.

- Pasquarè G., Francalanci L., Garduño V.H., Tibaldi A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, pp 79-89.
- Peccirillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58, pp 63-81.
- Perret D., Locat J., Leroueil S., 1995. Strength development with burial in fine-grained sediments from the Saguenay Fjord, Québec. *Can. Geotech. Jour.*, 32, pp 247-262.
- Picard M., Schneider J.L., Boudon G., 2006. Contrasting sedimentary processes along a convergent margin: the Lesser Antilles arc system. *Geo-Mar Lett.*, 26, pp 397-410.
- Pino N. A., Ripepe M., Cimini G. B., 2004. The Stromboli volcano landslides of December 2002: A seismological description, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02605, doi:10.1029/2003GL018385.
- Pollet N., Schneider J.-L.M. (2004) Dynamic disintegration processes accompanying transport of Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221, pp 433-448.
- Porebski S.J., 1984. Clast size and bed thickness trends in resedimented conglomerates: example from a Devonian fan delta succession, southwest Poland. In: E.H. Koster and R.J. Steel, Editors, *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 10, pp. 399-412.
- Postma G., Nemec W., Kleinspehn K.L., 1988. Large floating clast in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, pp 47-61.
- Pouliquen O., Delour J., Savage S.B., 1997. Fingering in granular flows. *Nature* 386, 816-817.
- Pratson L.F., Haxby W.F., 1996. What is the slope of the U.S. continental slope?. *Geology*, 24, pp 3-6.
- Prior D.B., Coleman J.M., 1979. Submarine Landslides: geometry and nomenclature. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 23, 4, pp 415-426.
- Prior D.B., Suhayda J. N., 1979. Submarine mudslide morphology and development mechanism, Mississippi Delta: 11th Offshore Technology Conference, Houston, Texas, 2, pp 1055-1061.
- Prior D.B. 1984. Submarine landslides. In *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*, Toronto, 2, pp 179-196.
- Prior, D. B., Coleman, J. M. 1984. Submarine slope instability. In *Slope Instability*, ed. D. Brunsten, D. B. Prior, pp 419-55.
- Prior D.P., Bornhold B.D., 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology* 36, pp 1053-1076.
- Prior D.P., Bornhold B.D., 1990. The underwater development of Holocene fan deltas. In: Colella A., Prior D.B. (eds) *Coarse grained deltas*. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 10, pp 75-90.

- Rahiman T.I.H., Pettinga J.R., 2006. The offshore morpho-structure and tsunami sources of the Viti Levu Seismic Zone, southeast Viti Levu, Fiji. *Marine Geology*, 232, 3-4., pp 203-225.
- Romagnoli C., Mancini F., Brunelli R., 2006. Historical Shoreline Changes at an Active Island Volcano: Stromboli, Italy. *Journal of Coastal Research*, 22, 4, pp 739-749.
- Romagnoli C., Casalbore D., Chiocci F., Bosman A. First evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli highlighting its structurally-controlled, bilateral flank instability. doi:10.1016/j.margeo.2009.02.004.
- Romagnoli C., Kokelaar P., Casalbore D., Chiocci F. Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano. In corso di accettazione su *Marine Geology*.
- Rosi, M., 1980. The island of Stromboli. *Rend. Soc. Ital. Mineral.Petrogr.* 36, pp 345-368.
- Rosi M., Bertagnini A., Landi P., 2000. Onset of persistent activity at Stromboli Volcano (Italy), *Bull. Volcanol.*, 62, pp 294–300.
- Satake K., Kato Y., 2001. The 1741 Oshima-Oshima Eruption: Extent and Volume of Submarine Debris Avalanche. *Geophys. Res. Letts.* 28, 3, pp 427-430.
- Satake K., Tanioka Y., 2003: The July 1998 Papua New Guinea Earthquake: mechanism and quantification of unusual tsunami generation. *Pure and Applied Geophysics* 160, pp 2087-2188.
- Sauter D., Parson L., Mendel V., Rommevaux-Jestin C., Gomez O., Briaes A., Mevel C., Tamaki K., the FUJI scientific team, 2002. TOBI sidescan sonar imagery of the very slow-spreading Southwest Indian Ridge: evidence for along-axis magma distribution. *Earth and Planetary Science Letters* 199, pp 81-95.
- Scheidegger A. E., 1973. On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics Felsmechanik Mécanique des Roches*, 5, 4, pp 231-236.
- Schmincke H-U., Sumita M., 1998. Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling, in: Weaver P.P.E., Schmincke H-U., Firth J.V., Duffield, W. (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* 157, pp 443-469.
- Schneider J.L., 2000. Volcaniclastic sedimentation in submarine settings: products and processes. In: Leyrit H, Motenat C (eds) *Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments*. Gordon & Breach, Amsterdam, pp 175–192.
- Shreve R.L., 1968. Leakage and fluidisation in air-layer lubricated avalanches. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, pp 653–658.
- Siebert L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22, pp 163-197.
- Siebert L., Glicken H., Ui T., 1987. Volcanic hazard from Bezymianny and Bandai-type eruptions. *Bull. Volc.*, 49, pp 435-459.
- Siebert L., 1992. Threats from debris avalanches. *Nature* 356, pp 658 – 659.

- Siebert L., 1996. Hazard of large volcanic debris avalanche and associated eruptive phenomena. In *Monitoring and mitigation of volcano hazard* (eds R. Scarpa & R.I. Tilling), pp 541-572
- Silva A.J., Baxter C.D.P., LaRosa P.T., Bryan W.R., 2004. Investigation of mass wasting on the continental slope and rise. *Marine Geology*, 203, pp 355-366.
- Skempton A.W., Hutchinson J., 1969. Stability of the natural slopes and embankment foundations. *Proceedings of the international conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*.
- Smith D., Humphris S.E., Tivey M.A., Cann J.R., 1997. Viewing the morphology of the Mid-Atlantic Ridge from a new perspective. *EOS Transaction, American Geophysical Union*, 78, p. 275.
- Smith J.R., Malahol A., Shor A.N., 1999. Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, pp 59-88.
- Smith D.P., Kvitek R., Iampietro P.J., Wong K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005), *Mar. Geol.*, 236, pp. 79–94.
- Speranza F., Pompilio M., D'Ajello Caracciolo F., Sagnotti L., 2008. Holocene eruptive history of the Stromboli volcano: Constraints from paleomagnetic dating. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, B09101, doi:10.1029/2007JB005139.
- Stanley D.J., Knight R.J., 1979. Giant mudflow deposits in submarine trenches; Hellenic Basins and slope in Eastern Mediterranean. *AAPG Bulletin*, 63, pp 532-533.
- Stephenson W.J., 2000. Shore platforms: a neglected coastal feature? *Progress in Physical Geography*, 24, 3, pp 311-327.
- Stephenson W.J., Kirk R.M., 2000b. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. Part II. The role of subaerial weathering. *Geomorphology*, 32, pp 43–56.
- Syvitskji P.M., Burreu D.C., Andskey J.M., 1987, *Fjords: Processes and Products*: New York, Springer-Verlag, pp 379.
- Tappin D.R., Watts P., McMurty G.M., Lafoy Y., Matsumoto T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July, 1998-offshore evidence on the source mechanism. *Mar. Geol.* 175, pp 1–24.
- Templeton J.H., Hanson R.E., 2003. Jurassic submarine arc-apron deposits and associated magma/wet-sediment interaction, northern Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128, pp 299-326.
- Tibaldi, A., 1996. Mutual influence of diking and collapses at Stromboli volcano, Aeolian Arc, Italy. In: McGuire, W.C., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, pp 55–63.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bull. Volcanol.* 63, pp 112-125.



- Tibaldi, A., 2003. Influence of volcanic cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, pp 79–95.
- Tibaldi A., Corazzato C., Kozhurin A., Lagmay A. F.M., Pasquarè F.A., Ponomareva V. V., Rust D., Tormey D., Vezzoli L., 2008. Influence of substrate tectonic heritage on the evolution of composite volcanoes: Predicting sites of flank eruption, lateral collapse, and erosion. *Global and Planetary change*, 61, 3-4, pp 151-174.
- Tinti S., Bortolucci E., Romagnoli C., 2000. Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96, pp 103–128.
- Tinti S., Bortolucci E., Chiavetteri C., 2001. Tsunami excitation by submarine slide in shallow-water approximation. *Pure and Applied Geophysics* 158, pp 759-797.
- Tinti S., Manucci A., Pagnoni G., Armigliato A., Zaniboni F., 2005. The 30 December 2002 landslide-induced tsunamis in Stromboli: sequence of events reconstructed from the eyewitness accounts. *Nat. Hazards and Earth System Sciences*, 5, pp 763-775.
- Tinti S., Pagnoni G., Zaniboni F., 2006a. The landslides and tsunamis of the 30th of December 2002 in Stromboli analysed through numerical simulations. *Bulletin of Volcanology*, 68, 5, pp.462-479.
- Tinti S., Maramai A., Graziani L., 2006b. The new catalogue of Italian Tsunamis. *Nat. Hazards and Earth System Sciences*, 33, 3, pp 439-465.
- Todorovska M.I., Trifunac M.D., 2001. Generation of tsunamis by slowly spreading uplift of the sea-floor. *Soil Dynam. Earthq. Engng.*, 21, pp 51-67.
- Tommasi P., Boldini D., Rotonda R., 2005. "Preliminary characterization of the volcanoclastic material involved in the 2002 landslides at Stromboli". In *International Conference on Problematic Soils*, Bilse and Nalbantoglu eds, Famagusta, vol 3, pp 1093-1101.
- Tommasi P., Boldini D., Cignitti F., Graziani A., Lombardi A. Rotonda T., 2007. Geomechanical analysis of the instability phenomena at Stromboli Volcano. *1st Canadian-U.S. Rock Mechanics Symposium*, Vancouver, vol. 1, pp. 933 – 941
- Tommasi P., Baldi P., Chiocci F.L., Coltelli M., Marsella M., Romagnoli C., 2008. Slope failures induced by the December 2002 eruption at Stromboli volcano. In *"Learning from Stromboli"* (AGU Book), Calvari et al. Eds. AGU, Washington D.C.
- Trenhaile A.S. 1999: The width of shore platforms in Britain, Canada, and Japan. *Journal of Coastal Research* 15, pp 355–64.
- Tripanas E.K., Bryant W.R., Prior D.B., 2003. Structural characteristics of cohesive gravity-flow deposits, and a sedimentological approach on their flow mechanisms. In: *Submarine Mass Movements and their Consequences* (Eds J. Locat and J. Mienert), pp 129–136.

- Tripsanas E.K., Piper D. J. W. , Jenner K. A., Bryant W.R., 2008. Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology* 55, 97–136.
- Turmel D., Locat J., 2007. Underwater rockfall kinematics: a preliminary analysis. In *Submarine Mass Movements and their Consequences* (Eds Lykousis V., Sakellariou D., Locat J.), pp 139–147.
- Ui T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits – identification and comparison with non volcanic debris stream deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, pp 135-150.
- Ui T., Takarada S., Yoshimoto M., 2000. Debris avalanche. *Encyclopedia of volcanoes*, pp 617-626.
- Urgeles R., Canals M., Baraza J., Alonso B., Masson D.G., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J. Geophys. Res.* 102, pp 20305-20323.
- Varnes D. J., 1958 *Landslide types and processes: Landslides and Engineering Practice*, National Research Council, Highway Research Board Special Report 29, pp 20–47.
- Voight B., Elsworth D., 1997. Failure of volcano slopes. *Géotechnique*, 47, 1, pp 1-31.
- Voight B., 2000. Structural stability of andesite volcanoes and lava domes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 358, pp 1663–1703.
- Yamamoto T., 1981. Wave-induced pore pressure and effective stresses in homogeneous seabed foundations. *J. Ocean Eng.*, 8, pp 1-16.
- Ward S.N., 2001. Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp 11201-11215.
- Watts A.B., Masson D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 100, pp 24487-24498.
- Watts P., 1998: Wavemaker curves for tsunamis generated by underwater landslides. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 124, pp 127-137.
- Watts P., 2000. Tsunami features of solid block underwater landslides. *Journal of Waterway, Ports, Coastal and ocean engineering*, 126, pp 144-151.
- Watts A.B., Masson D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 63, pp 8-19.
- Watts P., Grilli S.T., Kirby J.T., Fryer G.J., Tappin D.R., 2003. Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3, pp 391–402.
- Westbrook G.K, Carson B., Musgrave R., 1992. Ocean drilling program, leg 146 Scientific Prospectus, Cascadia margin. 46, pp 74.

Wooller L., De Vries B.V.W., 2004. Volcano spreading controlled by dipping substrata. *Geology* 32, pp 573–576.

Wright I.C., 1996. Volcaniclastic processes on modern submarine arc stratovolcanoes: sidescan and photographic evidence from the Rumble IV and V volcanoes, southern Kermadec Arc (SW Pacific). *Marine Geology*, 136, pp 21-39.

Wright I.C., Worthington T.J., Gamble J.A., 2006. New multibeam mapping and geochemistry of the 30°–35° S sector, and overview, of southern Kermadec arc volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 149, 3-4, pp 263-296.

Wynn R.B., Masson D.G., Stow D.A.V., Weaver P.P.E., 2000a. Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Mar. Geol.* 163, 185-198-

Wynn R.B., Piper David J.W. ; Gee M.J.R., 2002. Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones. *Marine Geology*, 192, 1-3, pp. 59-78.

Zanchi A., Francalanci L., 1989. Analisi geologico-strutturale dell'isola di Stromboli: alcune considerazioni preliminari. *Boll. Gruppo Naz. Vulcanol.*, 1989, 2, pp 1027-1044.

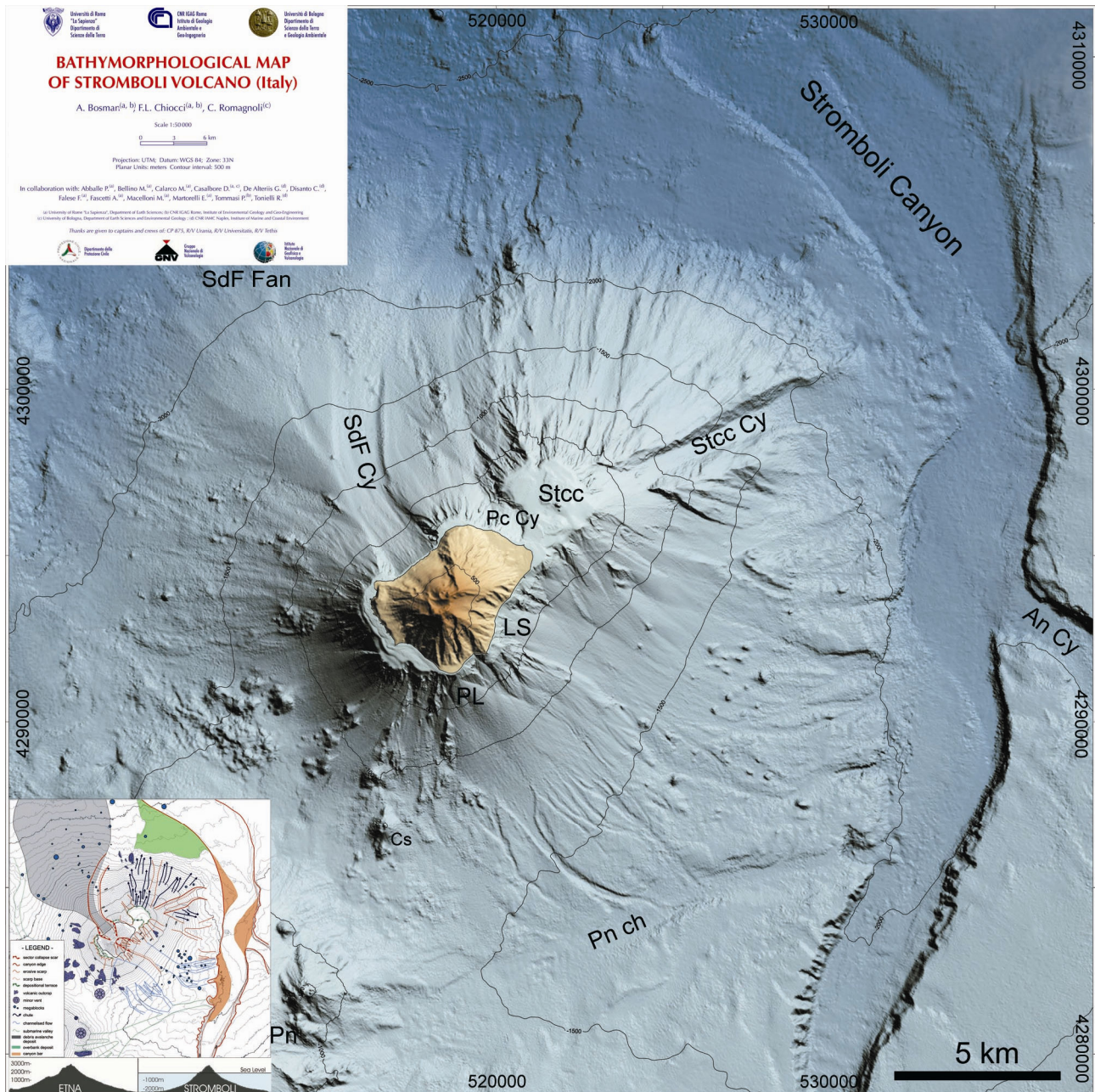
Siti internet citati

[www.transferproject.eu](http://www.transferproject.eu)

[www.magicproject.it](http://www.magicproject.it)

<http://www.idromare.it>

# APPENDICE



A: Carta batimorfologica dell'edificio vulcanico di Stromboli (Bosman et al., in corso di accettazione).

SdF Cy = Sciara del Fuoco Canyon, SdF fan = Sciara del Fuoco fan, Pc Cy = Piscità Canyon, Stcc = Strombollicchio, Stcc Cy = Strombollicchio Canyon, An Cy = Angitola Canyon, PL = Punta Lena, LS = Le Schiccirole, Pn ch = canale di Panarea.

A: Bathymorphological map of Stromboli Volcano (Bosman et al., accepted). SdF Cy = Sciara del Fuoco Canyon, SdF fan = Sciara del Fuoco fan, Pc Cy = Piscità Canyon, Stcc = Strombollicchio, Stcc Cy = Strombollicchio Canyon, An Cy = Angitola Canyon, PL = Punta Lena, LS = Le Schiccirole, Pn ch = Panarea channel.

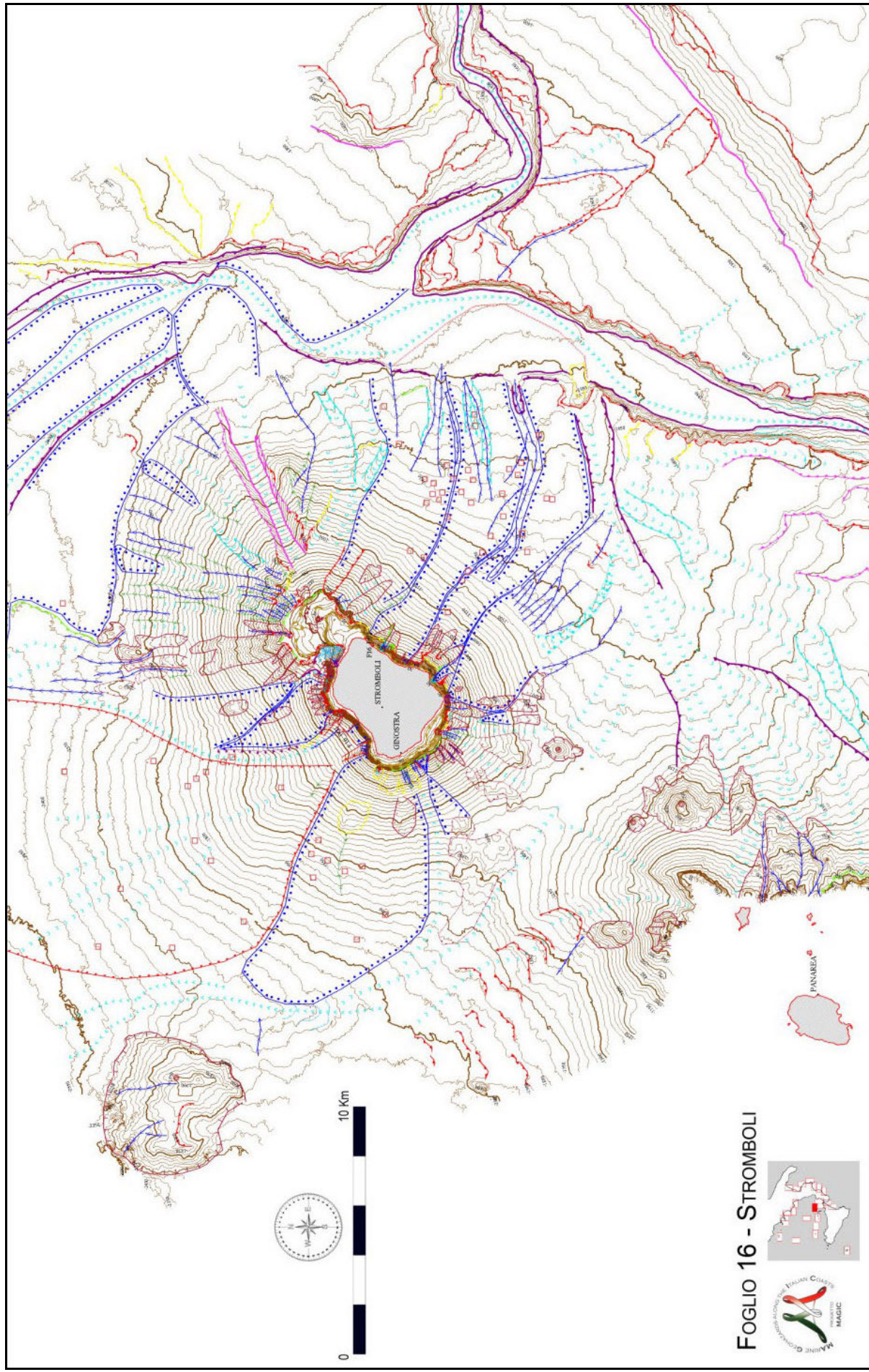




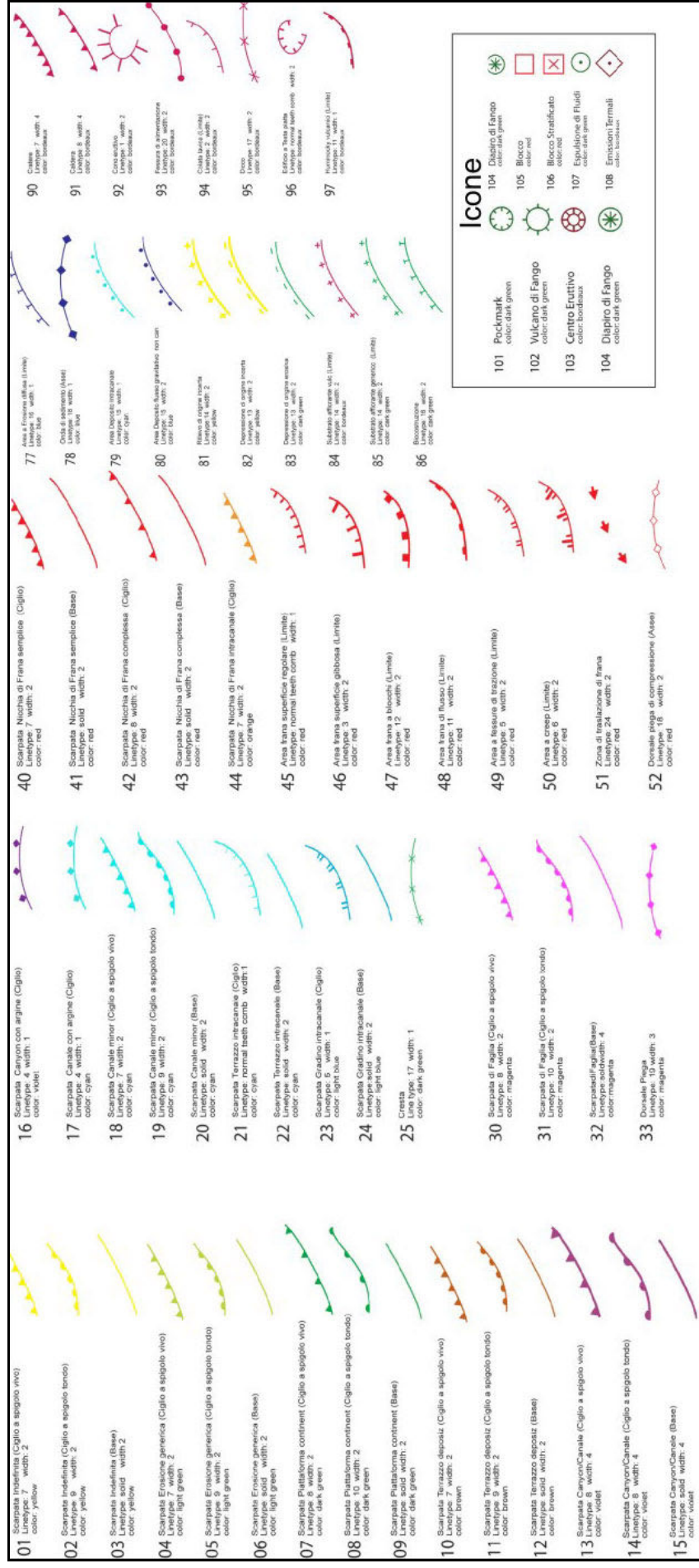
**B:** Mosaico TOBI dell'edificio vulcanico di Stromboli (Bosman et al., in corso di accettazione).

SdF Cy = Sciara del Fuoco Canyon, SdF fan = Sciara del Fuoco fan, Pc Cy = Piscità Canyon, Stcc = Strombolicchio, Stcc Cy = Strombolicchio Canyon, An Cy = Angitola Canyon, PL = Punta Lena, LS = Le Schicciolo, Pn ch = canale di Panarea.

**B:** Side Scan Sonar TOBI mosaic of Stromboli Volcano (Bosman et al., accepted). SdF Cy = Sciara del Fuoco Canyon, SdF fan = Sciara del Fuoco fan, Pc Cy = Piscità Canyon, Stcc = Strombolicchio, Stcc Cy = Strombolicchio Canyon, An Cy = Angitola Canyon, PL = Punta Lena, LS = Le Schicciolo, Pn ch = Panarea channel.







C: Carta degli elementi di pericolosità geologica nei mari italiani (Foglio 16 – Stromboli) ed associata legenda

C: Map of the elements of geohazard of Italian Seas (Map 16 – Stromboli) and associated legend

<b>Grabs (Idducore cruise)</b>								
Sample	Depth	Easting	Northing	Zone	%gravel	%sand	%silt	%clay
SB2	-400	520995	4292957	Le Schiccirole Valley	9,48	90,39	0,13	0,00
SB1a	-723	521460	4292183	Le Schiccirole Valley	n\	n\	n\	n\
SB1b	-718	521369	4292142	Le Schiccirole Valley	20,78	73,35	4,52	1,35
SB10	-1150	522852	4291879	Le Schiccirole Valley	n\	n\	n\	n\
SB4	-411	521695	4293997	Scari Valley	52,19	47,71	0,10	0,00
SB3	-703	522198	4293291	Scari Valley	52,21	47,71	0,08	0,00
SB5c	-838	519288	4289663	Punta Lena Complex fan	0,00	63,17	22,70	14,13
SB5b	-860	519360	4289609	Punta Lena Complex fan	n\	n\	n\	n\
SB36	-1140	519444	4288865	Punta Lena Complex fan	5,04	80,94	9,53	4,49
SB37	-1492	521729	4285991	Punta Lena Complex fan	0,00	42,51	36,09	21,40
SB13	-100	520545	4295950	Piscità Channel	0,45	93,65	5,15	0,75
SB12	-2145	531819	4300497	Strombolicchio Canyon	0,02	80,12	18,79	1,07

<b>Dredges (Idducore cruise)</b>						
Sample	Depth	Easting (start)	Northing (start)	Easting (end)	Northing (end)	Zone
SD9	-1150	524625	4292835	523972	4292883	Megablock
SD2	-1620	526549	4290255	526034	4290403	Megablock
SD1a	-1720	528036	4291406	527185	4291601	Megablock
SD1	-1730	528368	4292317	526739	4291697	Megablock
SD12	-1820	529356	4287763	529646	4287610	Megablock
SD13	-1250	515757	4286915	516714	4286804	Casoni centre
SD7	-2200	519212	4304077	518401	4303255	Strombolicchio base
SD8	-2265	519874	4304351	520657	4304346	Strombolicchio base
SD4	-1030	525267	4298373	524746	4298620	Strombolicchio Canyon
SD3	-1255	526028	4298382	525162	4298968	Strombolicchio Canyon

*D: Ubicazione geografica (UTM WGS84 33N) e profondità (metri) dei campioni recuperati attraverso bennate e dragaggi durante la campagna Idducore. Per le bennate, sono anche riportate le percentuali in peso delle principali frazioni granulometriche (da Puleio, 2006)*

*D: Geographical positioning (UTM WGS84 33N) and depth (meters) of samples recovered through grabs and dredges during Idducore cruise. For grabs, cumulative-weight percentage of the main grain-size fractions are also reported (from Puleio, 2006).*



Name	Easting	Northing	W.D. h. (m)	W.D. m. (m)	Length (m)	Length (St. dev.)	Width (m)	Width (St. dev.)	H. Height (m)	H. Height (St. dev.)	H. slope (°)	Scar slope (°)	Adjacent Slope (°)	Area (km <sup>2</sup> )	Volume (km <sup>3</sup> )
1	520290	4291767	325	440	285	50	156	62	40	7	55	21	26	0,50	8,99
2	516487	4292488	50	240	600	74	471	128	40	3	n/a	20	21	1,55	27,55
3	517851	4291376	115	130	130	26	130	39	36	5	53	24	26	0,07	1,24
4	518103	4291381	100	120	140	30	227	30	31	4	45	23	26	0,10	1,42
5	517523	4291279	215	235	150	34	110	44	24	5	46,7	18	33	0,03	0,34
6	517382	4291694	94	130	188	28	133	50	21	4	42	22	26	0,04	0,42
7	520104	4292407	120	170	260	33	400	78	48	20	62	27	32	0,15	3,20
8	520351	4292330	210	265	290	22	127	57	49	15	66	30	32	0,07	1,50
9	520501	4291920	354	400	200	43	82	34	19	5	49,6	23	32	0,10	0,83
10	521277	4298307	463	495	330	40	121	8	48	12	56,7	22	25	0,07	1,53
11	522980	4297892	430	540	670	41	217	83	24	4	35,7	20	27	0,50	5,49
12	522517	4298197	480	550	425	82	209	52	44	11	53,7	23	27	0,17	3,43
13	518467	4296117	80	120	140	18	138	23	33	10	70	26	30	0,16	2,27
14	518706	4296189	80	100	100	42	79	30	26	4	70,3	26	30	0,12	1,38
15	518825	4296251	75	95	70	24	78	25	28	5	70,6	25	30	0,08	1,00
16	518224	4295705	15	50	60	6	99	28	34	3	83	34	28	0,01	0,20
17	518239	4295541	12	42	52	9	127	40	37	2	81	34	28	0,02	0,25
18	518112	4295601	130	145	80	6	45	8	18	3	79	22	28	0,01	0,08
19	518180	4295329	10	44	72	14	130	32	27	13	70	27	28	0,02	0,27
20	518113	4295898	95	125	110	27	100	36	24	5	68	27	28	0,02	0,18
21	515885	4294026	120	162	170	9	68	3	25	8	71	33	35	0,01	0,13
22	519234	4291536	105	120	140	6	200	60	32	4	66	36	28	0,02	0,21
23	519319	4291553	130	185	80	11	262	65	49	14	77	35	28	0,04	0,76
24	519083	4296062	17	48	50	10	55	13	34	3	75	32	36	0,00	0,03
25	519285	4295975	10	27	120	8	114	12	6	2	48	30	36	0,01	0,03
26	519997	4295749	5	18	140	12	105	22	13	3	60	15	22	0,01	0,08
27	520526	4295479	8	14	48	6	66	18	8	2	34	11	16	0,00	0,01
28	520668	4295409	9	14	80	5	70	30	7	5	32	11	16	0,01	0,02
29	522459	4297331	170	190	74	20	157	39	22	2	70	20	28	0,01	0,14
30	531310	4277867	1540	1610	610	60	680	200	102	8	49	10	4	0,38	19,09
31	532511	4281447	1630	1670	340	40	450	130	84	4	n/a	24	34	0,19	7,29
32	534468	4285656	1700	1790	593	96	285	100	80	10	55	17	34	0,19	7,27
33	528871	4280201	1544	1544	130	55	340	60	50	2	n/a	34	38	0,20	4,15
34	528910	4280671	1547	1547	130	19	355	58	48	5	n/a	38	38	0,16	3,00
35	528826	4281156	1605	1605	164	40	420	52	95	2	37	31	38	0,24	9,77
36	528916	4281700	1605	1605	220	60	245	57	85	2	60	29	38	0,18	6,69
37	529045	4282471	1623	1623	164	8	177	28	38	4	43	15	38	0,06	1,01
38	529415	4282340	1710	1710	240	18	172	34	55	13	n/a	24	38	0,08	2,01
39	529827	4283840	1670	1670	220	50	270	78	92	8	n/a	25	38	0,13	5,44
40	530456	4286347	1820	1860	900	50	670	180	110	15	21	28	15	0,60	22,08
41	536535	4295837	1940	1950	328	20	510	160	30	10	n/a	11	3	0,19	2,80
42	537171	4298086	1915	1935	264	60	430	110	13	5	32	11	3	0,11	0,68
43	537097	4299074	1920	1935	194	20	463	120	15	3	11	11	3	0,07	0,52
44	537053	4300100	1930	1980	387	60	710	280	50	15	n/a	10	3	0,30	7,39
45	537039	4305823	2140	1070	600	30	1070	252	11	5	n/a	3	3	0,90	7,17

*E: Parametri morfometrici misurati per le frane sottomarine individuate sui fianchi vulcanici di Stromboli*  
*W.D. h. = profondità alla testata della frana, W.D. m. = profondità calcolata in corrispondenza della parte centrale della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana, St. dev. = deviazione standard. Il volume è approssimato assumendo una geometria a cuneo, attraverso il calcolo dell'area e dello spessore della frane.*

*E: Morphometric parameters measured for submarine landslides recognized on the Stromboli volcanic flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, W.D. m.= Water Depth to the middle of the failure, H. height/slope = Headscarp height/slope, St. dev. = standard deviation. Volume is approximated using the landslide's thickness and area in a wedge geometry.*

Scars (0-2150 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	0,24	1							
Width	0,61	0,73	1						
Length	0,7	0,48	0,67	1					
Headsc. height	0,22	0,52	0,39	0,48	1				
Headsc. slope	-0,52	-0,59	-0,56	-0,5	0,1	1			
Scar slope	-0,25	-0,34	-0,4	-0,34	0,21	0,79	1		
Adjacent slope gradient	-0,3	-0,3	-0,59	-0,38	0,186	0,56	0,73	1	
Volume	0,84	0,36	0,61	0,77	0,62	-0,31	-0,15	-0,24	1

*F: Coefficienti di correlazione dei ranghi di Pearson tra i parametri morfometrici analizzati per l'intera popolazione di frane individuate lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.*

*F: Rank correlation coefficients (Pearson) for parameters of the entire population of slope failures recognized on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.*

Scars (0-200 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	-0,06	1							
Width	0,71	0,14	1						
Length	0,87	0,2	0,75	1					
Headsc. height	0,28	0,4	0,563	0,38	1				
Headsc. slope	0,03	0,07	0,010	-0,18	0,54	1			
Scar slope	-0,15	0,09	0,08	-0,1	0,59	0,7	1		
Adjacent slope gradient	-0,25	0,37	-0,11	-0,1	0,33	0,52	0,69	1	
Volume	0,99	-0,06	0,73	0,88	0,29	0,05	-0,14	-0,25	1

*G: Coefficienti di correlazione dei ranghi di Pearson tra i parametri morfometrici analizzati per il gruppo di frane localizzate tra 0 e 200 m s.l.m. lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.*

*G: Rank correlation coefficients (Pearson) for parameters of slope failures recognized between 0 and 200 m b.s.l. on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.*

Scars (200-500 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	-0,39	1							
Width	0,58	0,46	1						
Length	0,53	0,5	0,85	1					
Headsc. height	-0,19	0,44	0,2	-0,1	1				
Headsc. slope	-0,5	-0,03	-0,45	-0,77	0,72	1			
Scar slope	-0,86	0,17	-0,47	-0,66	0,16	0,69	1		
Adjacent slope gradient	-0,33	-0,38	-0,5	-0,37	-0,79	-0,2	0,47	1	
Volume	0,9	-0,43	0,5	0,26	0,13	-0,1	-0,68	-0,49	1

*H: Coefficienti di correlazione dei ranghi di Pearson tra i parametri morfometrici analizzati per il gruppo di frane localizzate tra 200 e 500 m s.l.m. lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.*

*H: Rank correlation coefficients (Pearson) for parameters of slope failures recognized between 200 and 500 m b.s.l. on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.*

Scars (1500-2150 m bsl)	Area	W.D. h.	Width	Length	H. height	H. slope	Scar slope	Adjacent slope	Volume
Area	1								
W.D. h.	0,48	1							
Width	0,88	0,64	1						
Length	0,73	0,34	0,62	1					
Headsc. height	0,08	-0,6	-0,14	0,36	1				
Headsc. slope	-0,59	-0,8	-0,67	-0,07	0,75	1			
Scar slope	-0,26	-0,7	-0,5	-0,33	0,48	0,72	1		
Adjacent slope gradient	-0,42	-0,76	-0,74	-0,45	0,42	0,65	0,79	1	
Volume	0,59	-0,14	0,46	0,79	0,75	0,19	0,07	-0,17	1

*I: Coefficienti di correlazione dei ranghi di Pearson tra i parametri morfometrici analizzati per il gruppo di frane localizzate tra 1500 e 2150 m s.l.m. lungo i fianchi sommersi di Stromboli. W.D. h. = profondità alla testata della frana, H. height/slope = altezza e pendenza della testata della frana.*

*I: Rank correlation coefficients (Pearson) for parameters of slope failures recognized between 1500 and 2150 m b.s.l. on Stromboli submerged flanks. W.D. h.= Water Depth to the Headscarp, H. height/slope = Headscarp height/slope.*